



Naturalis

Repositorio Institucional
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



Evolución geológica y petrológica de los conos basálticos cenozoicos portadores de xenolitos ultramáficos del margen oriental de la provincia basáltica andino cuyana, provincias de La Pampa y Mendoza

Bertotto, Gustavo Walter

Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Cingolani, Carlos A.

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
2003

Acceso en:
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20120126000139>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



Naturalis

Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP

**EVOLUCIÓN GEOLÓGICA Y PETROLÓGICA DE
LOS CONOS BASÁLTICOS CENOZOICOS
PORTADORES DE XENOLITOS ULTRAMÁFICOS
DEL MARGEN ORIENTAL DE LA PROVINCIA
BASÁLTICA ANDINO CUYANA, PROVINCIAS DE
LA PAMPA Y MENDOZA**

Tesis Doctoral

por

Gustavo Walter Bertotto

Director: Dr. Carlos A. Cingolani

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Diciembre de 2003

**Esta Tesis Doctoral se realizó como parte de una Beca Interna de
Formación de Postgrado otorgada por el CONICET y dirigida por los
Doctores Carlos A. Cingolani y Ernesto A. Bjerg.**

ÍNDICE

RESUMEN.....	3
INTRODUCCIÓN.....	6
ANTECEDENTES.....	7
1 METODOLOGÍAS DE TRABAJO.....	10
1.1 TRABAJOS DE GABINETE.....	10
1.2 TRABAJOS DE CAMPO.....	10
1.3 TRABAJOS DE LABORATORIO.....	11
1.3.1 Microscopio electrónico de barrido (SEM).....	12
1.3.2 Análisis por fluorescencia de rayos X (XRF).....	12
1.3.3 Análisis por emisión de plasma - espectrometría de masa (ICP-MS).....	13
1.3.4 Análisis por microsonda electrónica a dispersión de longitud de onda (WDS).....	14
2 MARCO GEOTECTÓNICO.....	15
3 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	18
4 CENTROS ERUPTIVOS.....	24
4.1 RELACIONES LITOESTRATIGRÁFICAS DE LAS ROCAS ERUPTIVAS.....	24
4.2 DESCRIPCIÓN DE LAS LOCALIDADES ESTUDIADAS.....	32
4.2.1 Grupo Palao Co (Oligoceno superior - Mioceno inferior).....	32
4.2.2 Grupo Coyocho (Mioceno).....	37
4.2.3 Grupo Chapúa (Plioceno - Pleistoceno inferior).....	39
4.2.4 Grupo Puente (Pleistoceno).....	51
4.3 VOLCANOLOGÍA.....	58
4.3.1 Nomenclatura.....	58
4.3.2 Litofacies volcánicas.....	59
4.3.3 Evolución volcanológica.....	64
4.4 ESTRUCTURA.....	71
4.4.1 Estructuras cenozoicas regionales.....	71
4.4.2 Estructuras identificadas.....	73
4.4.3 Relación del volcanismo con el fracturamiento cortical.....	75
4.5 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LAS ROCAS ERUPTIVAS.....	76
4.5.1 Texturas generales.....	76
4.5.2 Descripción de cada unidad volcánica.....	77
4.5.3 Formas cristalinas.....	81
4.5.4 Alteraciones.....	83
4.6 CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DE LAS ROCAS ERUPTIVAS.....	86
4.6.1 Elementos mayores.....	86
4.6.2 Elementos traza.....	95
4.6.3 Isótopos.....	99
5 XENOLITOS ULTRAMÁFICOS.....	101
5.1 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS.....	101
5.1.1 Agua Poca.....	101
5.1.2 De la Laguna.....	105
5.1.3 Huanul.....	109
5.2 CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS.....	113
5.2.1 Composición química de roca total.....	113
5.2.2 Composición química de las fases minerales.....	117
5.3 CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DEL MANTO LITOSFÉRICO.....	124
5.3.1 Geotermometría - Geobarometría.....	124
RESUMEN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.....	127
CONCLUSIONES.....	136
AGRADECIMIENTOS.....	139
BIBLIOGRAFÍA.....	141
APÉNDICE 1. Resumen de las descripciones petrográficas de las rocas volcánicas.....	152
APÉNDICE 2. Análisis químicos de las rocas volcánicas.....	159
APÉNDICE 3. Resumen de las descripciones petrográficas de los xenolitos ultramáficos.....	167
APÉNDICE 4. Análisis químicos de los xenolitos ultramáficos.....	171
APÉNDICE 5. Fotografías de campo de los centros eruptivos.....	183

RESUMEN

Durante el transcurso de este trabajo de Tesis se efectuó un estudio volcanológico, petrográfico y geoquímico de las rocas que forman los centros eruptivos basálticos cenozoicos, ubicados en el margen oriental de la zona volcánica de retroarco extraandino en las provincias de La Pampa y Mendoza. Además, se investigó la petrografía y geoquímica de los xenolitos ultramáficos alojados en las rocas de tres de los centros eruptivos mencionados.

Se identificaron siete períodos de actividad volcánica para el lapso Oligoceno superior - Holoceno, en la zona de retroarco situada entre los 34° y 37° 30' de latitud sur. Estos se agruparon en las épocas eruptivas: Puentelitense, Chapualitense superior, Chapualitense inferior, Coyocholitense y Palaocolitense. Las tres primeras épocas fueron definidas previamente, sumándose aquí las dos últimas.

Los centros eruptivos estudiados están formados por las siguientes litofacies: aglomerados y brechas volcánicas; piroclastos sueltos; cenizas y coladas de lava. Sobre la base de observaciones de volcanismo activo, se estableció una secuencia eruptiva para explicar la formación de estas rocas. Esta secuencia consta de tres fases eruptivas: 1) fase eruptiva inicial, durante la cual se generaron aglomerados y brechas volcánicas de alto soldamiento; 2) fase eruptiva media o principal, compuesta por el conjunto de pulsos responsables de los depósitos de mayor volumen, que conforman sucesiones de capas de *cinder* y *spatter*; 3) fase eruptiva final, la que comprende el conjunto de pulsos finales que dieron origen a coladas de lava, depósitos de *spatter* y bombas aisladas sin soldar. Se propone que las unidades volcánicas indicadas fueron generadas por actividad de fuentes de lava tipo hawaianas. Los volcanes estudiados serían monogenéticos por la homogeneidad del magma eruptado en cada uno de ellos y por las características simples de sus bocas de emisión.

Petrográficamente, las rocas estudiadas presentan estructuras desde muy vesiculares a masivas. La textura dominante es la porfírica con frecuencia acompañada por glomeroporfírica. Las pastas son mayormente intergranulares y le siguen en orden de abundancia pilotáctica, hialofítica, intersertal, subofítica e hialopilitica. Las asociaciones de fenocristales identificadas son: olivino, olivino-plagioclasa-clinopiroxeno, olivino-clinopiroxeno y olivino-plagioclasa en orden de abundancia. Las pastas están compuestas casi exclusivamente por la asociación plagioclasa-olivino-clinopiroxeno-minerales opacos

+/- vidrio. Cabe acotar que todas las muestras contienen nefelina (entre 1,4 y 18,2 %) y olivino (entre 13,7 y 29 %) normativos. Los fenocristales presentan, en general, morfologías subhedrales, sin embargo, en las distintas unidades litológicas estudiadas se observaron variaciones en las formas cristalinas, correspondiendo fundamentalmente a diferencias en la velocidad de enfriamiento del magma.

Desde el punto de vista geoquímico, y según el diagrama TAS, las rocas clasifican como traquibasaltos, basaltos, basanitas y traquiandesita basáltica en orden de abundancia, además todas las muestras pertenecen a la serie alcalina sódica. El valor del parámetro *mg* exhibe una variación comprendida entre 0,43 y 0,69, destacándose que sólo una de las muestras posee una composición en equilibrio con olivino del manto. Las rocas exhiben una correlación general negativa de sus contenidos en Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O y SiO_2 con relación al parámetro *mg* y el CaO se mantiene relativamente constante con el aumento del *mg* para todas las muestras en general. Por su parte, los porcentajes de $\text{FeO}(\text{total})$ tienen correlación positiva con los del MgO . Los valores promedio de Zr (165 ppm) y Nb (20,2 ppm) son mayores que los registrados previamente en los campos volcánicos Payún Matru y Llanqueto, reafirmando el carácter alcalino de las muestras aquí estudiadas. Los patrones de variación en el contenido de elementos incompatibles de las rocas volcánicas pertenecientes al área de esta Tesis coinciden con el patrón promedio de los basaltos de intraplaca. Sobre la base de los contenidos de elementos traza y de las relaciones entre los mismos, se postula que las rocas volcánicas investigadas se generaron a partir de bajos grados de fusión de una fuente de manto enriquecido o de composición primitiva (poco empobrecido). El ámbito de variación de las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presentadas en este trabajo es mayor al obtenido previamente para rocas de los campos volcánicos Payún Matru y Llanqueto, al oeste de las localidades aquí estudiadas.

Durante el transcurso de este trabajo de Tesis se hallaron dos nuevos centros eruptivos (De la Laguna y Huanul) cuyas rocas contienen xenolitos ultramáficos, constituyendo junto con los incluidos en basaltos del cerro Agua Poca las únicas menciones para toda la zona de estudio. La mayoría de los xenolitos ultramáficos de las tres localidades son peridotitas en facies de espinela y, dentro de éstas, el tipo de roca dominante es lherzolita espinelífera seguido por harzburgita espinelífera. Las texturas presentes, en orden de abundancia son: porfiroclástica, porfiroclástica a equigranular y protogranular a porfiroclástica, todas de Tipo I. La asociación mineralógica identificada en los xenolitos de las tres localidades es olivino-ortopiroxeno-clinopiroxeno-espinela. El tren

de variación de las relaciones modales cpx/opx vs. cpx, para la mayoría de las muestras de los cerros Agua Poca y Huanul, presenta similitudes con los indicados por los modelos de empobrecimiento relacionados a fusión parcial.

Los trenes de variación de los elementos mayores relacionados con fertilidad mantélica en xenolitos ultramáficos de Agua Poca, son indicativos de procesos de extracción de fundidos basálticos por fusión parcial. Los empobrecimientos en las concentraciones de los elementos de tierras raras y la pendiente positiva de sus composiciones respecto a la del manto primitivo en varias muestras de xenolitos de Agua Poca son consistentes con procesos de extracción de fundidos basálticos. Los elementos traza altamente incompatibles muestran comportamientos disímiles en las distintas muestras analizadas, a partir de los cuales se postula algún tipo de evento metasomático que sobreimpuso modificaciones al empobrecimiento ocurrido por extracción de fundidos.

A partir de los análisis químicos de las fases minerales de los xenolitos de Agua Poca y Huanul, se desprende que la mayoría de los clinopiroxenos pertenecen al grupo del diópsido y que los ortopiroxenos clasifican como enstatitas. Los olivinos de los dos cerros son forsteríticos, mientras que las espinelas pertenecen al grupo de las alumínicas. Las fases minerales analizadas presentan evoluciones consistentes con procesos de empobrecimiento por extracción de fundidos basálticos.

Con los datos químicos de las fases minerales de los xenolitos de Agua Poca y Huanul, se calcularon los valores de presión y temperatura y se graficaron las correspondientes geotermas. Para las inclusiones de Agua Poca se obtuvieron temperaturas de entre 960 y 1.099 °C y presiones que oscilan entre 10 y 18 kb. Por su parte, en las peridotitas del volcán Huanul las temperaturas varían de 963 a 1.218 °C y las presiones oscilan entre 6 y 20 kb. La geoterma de los xenolitos de Huanul se ubica muy próxima a la geoterma de 90 mW/m², en tanto que la de Agua Poca tiene un valor algo inferior, correspondiendo las dos a zonas con valores altos de flujo de calor. Se infiere, por lo tanto, la presencia de un manto de alta temperatura bajo el área limítrofe entre las provincias de La Pampa y Mendoza.

INTRODUCCIÓN

En el sector limítrofe entre las provincias de La Pampa y Mendoza, entre los 36° y 37° 30' de latitud sur y los 67° 15' y 68° 40' de longitud oeste, se localiza un extenso campo basáltico, formado por coladas de lava dispuestas con una dirección general NO-SE y numerosos conos piroclásticos asociados a las mismas. Los afloramientos del mencionado campo ocupan el extremo sudeste del departamento Malargüe en la provincia de Mendoza, y gran parte de los departamentos Puelén y Chical Co en la provincia de La Pampa, representando las manifestaciones más orientales del volcanismo de retroarco extraandino al norte del río Colorado.

Durante el transcurso de este trabajo de Tesis se efectuó el relevamiento geológico y muestreo de los centros eruptivos basálticos cenozoicos ubicados en el margen oriental de la zona volcánica de retroarco extraandino, entre los 36° y los 37° 30' latitud sur y al este de los 68° 40' longitud oeste y de sus xenolitos ultramáficos asociados (Fig. 1 y 2).

Los objetivos de este trabajo de Tesis comprenden el análisis del marco geológico regional y de la volcanología, petrología y geoquímica de los conos basálticos y de los xenolitos asociados a este volcanismo; inferir las características del manto superior de la zona de estudio, para luego comparar los resultados obtenidos con los de otros campos volcánicos cenozoicos, principalmente de la Zona Volcánica de los Andes del Sur (al sur de los 33° LS). Asimismo, a partir del relevamiento geológico detallado de los conos se pretendía verificar la existencia de otras localidades portadoras de xenolitos ultramáficos además de los ya ubicados en el centro eruptivo Agua Poca.

En el sur del departamento Malargüe, provincia de Mendoza se localizan dos de los mayores volcanes del Terciario-Cuaternario de la zona de retroarco extraandino, ellos son los cerros Payún Matru y Chachahuen. A estos últimos se vinculan los centros eruptivos motivo de este trabajo, los cuales constituyen las manifestaciones volcánicas del Terciario superior-Cuaternario más alejadas de la zona de subducción.

Debido a la repetición de nombres en distintos cerros se los diferenciará con un número siguiendo al nombre, por ejemplo Negro 1, Negro 2 y Negro 3. En el caso de un mismo cerro con más de un nombre, estos se indicarán en la descripción particular.

ANTECEDENTES

Las investigaciones geológicas relacionadas con la zona de estudio comenzaron con los estudios hidrogeológicos de Stappenbeck (1913, 1926) y Wichmann (1928). Este autor realizó un relevamiento regional de los departamentos Puelén y Chical Co, describió varias cavernas basálticas y asignó las coladas lávicas al Plioceno, incluyendo en su bosquejo geológico a las localidades de Puelén, Punta de la Barda, Escorial, del Nido, Los Carrizales, El Cenizo, El Penepe y Agua de Torres. Groeber (1929, 1939, 1946) efectuó investigaciones en zonas aledañas a este trabajo. Por su parte, Sobral (1942) trabajó sobre la misma zona de este estudio e incluyó en el Pleistoceno al volcán Escorial y a las coladas basálticas aflorantes en Puelén y Punta de la Barda y consideró como más modernos a los volcanes Agua Poca, Ñire Co y Del Nido. Este autor, describió dos túneles lávicos y las rocas basálticas aflorantes en los cerros La Parva, Loma Jagüel del Moro, Agua de Torres, Puntudo, Amarillo, Tordillo y Negra Muerta y efectuó una comparación entre el volcanismo observado en el oeste de La Pampa y sudeste de Mendoza con el de las regiones de Reykjanes (Islandia), Snake River (EEUU), Misiones y Patagonia (Argentina) entre otras localidades. Con posterioridad, Holmberg (1962) realizó la descripción geológica de la Hoja 32d Chachahuen, indicando que las coladas de los volcanes Ñire Co y Huanul pertenecen al Pleistoceno superior (Chapualitense superior o Basalto IV de Groeber 1946), en tanto que asignó al Holoceno inferior a medio (Puentelicense o Basalto V de Groeber 1946) a los centros eruptivos El Águila, Del Pozo, La Yegua, Rial, La Blanca y Morado 3. Cortelezzi y Dirac (1969), aportaron las primeras dataciones radimétricas para La Pampa, sobre muestras extraídas de una colada de lava basáltica que cruza la ruta nacional N° 151 entre 25 de Mayo y Puelén, y de una elevación situada al este de Puelén denominada cerro Solo. Utilizaron el método K-Ar sobre roca total y según las edades obtenidas ubicaron a las dos unidades en el Plioceno, reafirmando las observaciones de Wichmann (1928). González Díaz (1972a), efectuó la descripción geológica de la Hoja 30e, Agua Escondida, ubicó a los basaltos de los cerros El Cenizo, El Penepe y El Gato en el Plioceno superior (Formación El Cenizo o Basalto II de Groeber 1946). Este autor, incluyó en el Pleistoceno superior (Formación Morado Alto o Basalto IV de Groeber 1946) a los centros eruptivos El Tordillo, La Negra, Amarillo, Puntudo, De Díaz, Agua de Torres, Negro 1, Negro 2, Chato, El Oscuro, Negro 3, Morado 2, Chato segundo, Del Chivo, Los Corrales, El Lindero y El Peludo. Por otra parte interpretó como

pertenecientes al Holoceno inferior (Formación El Mollar o Basalto V de Groeber 1946), a las rocas de los cerros Loma Jagüel del Moro y De la Laguna. Nuñez (1976a) a partir de una datación K-Ar (roca total) de 24 ± 4 Ma, ubicó en el límite Oligoceno-Mioceno a las rocas del cerro La Parva, definiendo así la Formación La Parva. Este mismo autor incluyó a los basaltos de los cerros El Gato y El Cenizo en la Formación Palao Co del Mioceno (equivalente al Basalto I de Groeber 1946). Además, sobre la base de observaciones de campo y evidencias geomorfológicas agrupó a los centros eruptivos Tapa, Morado 1, Del Nido, los Carrizales y Ñire Co y a la coladas basálticas ubicadas entre ellos en la Formación Puente del Holoceno (equivalente al Basalto V de Groeber 1946 y a la Formación El Mollar de González Díaz 1972a). Posteriormente, durante su estudio hidrogeológico del oeste pampeano, Bisceglia (1977) incluyó en el Grupo Puelén a las coladas basálticas del oeste pampeano y lo subdividió en cuatro unidades: Formación Palauco o Palao Co, Formación Coyochó, Formación Chapúa y Formación El Puente, asignándolas al Mioceno, Pleistoceno inferior, Pleistoceno medio a superior y Holoceno inferior, respectivamente. Por otra parte, definió a los volcanes Agua Poca, Escorial y Del Nido como centros eruptivos de los basaltos de la Formación El Puente. Linares *et al.* (1980) afirmaron que las coladas de basaltos que cubren gran parte de los departamentos Puelén y Chical Co, provienen de volcanes situados en la provincia de Mendoza y que los centros efusivos Escorial, Agua Poca y Del Nido no emitieron un volumen importante de lavas. Asimismo señalaron la existencia de varios ciclos efusivos en el Cenozoico, los que dieron origen a las coladas basálticas.

Más tarde, en regiones vecinas situadas en la provincia de Mendoza, se efectuaron varios estudios sobre rocas basálticas relacionadas con el área de este trabajo (entre otros, Bermúdez 1985, Bermúdez y Delpino 1987, 1989, Bermúdez *et al.* 1993).

Bertotto (1996a, b, 1997, 1999) investigó varias localidades pertenecientes a la zona de estudio. Melchor y Casadío (1997) efectuaron la descripción de la Hoja Geológica 3766-III, La Reforma, obtuvieron una nueva edad K-Ar de 0,4 Ma para la colada basáltica aflorante en Punta de la Barda y ubicaron a estas rocas en el Grupo Puente, definido por Bermúdez *et al.* (1993) para los campos volcánicos Payún Matru y Llancanelo en la provincia de Mendoza. Recientemente Bidegain *et al.* (2002) aportaron datos paleomagnéticos sobre dos coladas y un centro eruptivo del oeste de La Pampa y Ribero (2003) estudió la zona de origen de la colada de Punta de la Barda.

En los sectores más australes de Argentina y Chile (al sur de los 40° LS) existen numerosas localidades con lavas basálticas y conos piroclásticos portadores de xenolitos ultramáficos, rocas que han sido estudiadas, entre otros, por: Villar (1975), Villar y Pezzutti (1976), Pezzutti y Villar (1978), Niemeyer (1978), Gelós y Hayase (1979), Skewes y Stern (1979), Muñoz (1981), Labudía *et al.* (1984, 1989, 1992), Villar (1985), Stern *et al.* (1986, 1989), Corbella (1987, 1999), Douglas *et al.* (1987), Stern (1989), Bjerg *et al.* (1991, 1995, 1999, 2000, 2002), Alric (1996), Barbieri (1997), Barbieri *et al.* (1997), Rivalenti *et al.* (1997, 2002), Kay y Gorrington (1999), Gorrington y Kay (2000, 2001), Ntaflos *et al.* (2000, 2002), D'Orazio *et al.* (2001), Laurora *et al.* (2001), Ciuffi *et al.* (2001, 2002), Kay (2002), Kilian *et al.* (2002), Mazzucchelli *et al.* (2002), Vannucci *et al.* (2002). En cambio hacia el norte, en la zona volcánica extraandina ubicada entre los 35° y 38° LS, era notable la ausencia de inclusiones mantélicas en las rocas volcánicas (Stern *et al.* 1990, Bermúdez *et al.* 1993). Bertotto (1997) da a conocer la primera localidad con xenolitos ultramáficos para este sector. En este trabajo de Tesis se dan a conocer los resultados de los estudios sobre las peridotitas de esa localidad así como de dos nuevas localidades cuyas rocas volcánicas contienen xenolitos ultramáficos (Bertotto 2000, 2002a, b, c, d y Bertotto *et al.* 2000).

1. METODOLOGÍAS DE TRABAJO

1.1 TRABAJOS DE GABINETE

Para los trabajos de campo se utilizó como base un mapa geológico de Bertotto (1997), el cual fue construido a partir del mapa geológico del oeste pampeano (Bisceglia 1977) y del mapa Geológico de la provincia de Mendoza (Caminos *et al.* 1993).

En la determinación del tipo de tefra según su tamaño y condición física al momento de la erupción, se utilizó la clasificación de Scasso y Limarino (1997), en tanto que para caracterizarla morfológicamente se siguieron las descripciones de Macdonald (1967, 1972). A través del estudio de los piroclastos y de las observaciones de campo, se identificó el tipo de mecanismo de erupción que originó a los cerros bajo estudio.

En la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam se describieron microscópicamente y se tomaron fotografías de las secciones delgadas de las distintas unidades que componen los cerros. En el análisis petrográfico de los basaltos se utilizó la nomenclatura propuesta por MacKenzie *et al.* (1982), excepto en el caso de considerar a las vesículas como un rasgo textural, en este caso se prefirió seguir a Teruggi y Leguizamón (1986) quienes tratan a la vesicularidad como un rasgo estructural menor. Para la descripción de los xenolitos ultramáficos se siguió la clasificación de Mercier y Nicolas (1975). Con estas rocas además, se hicieron clasificaciones modales según lo recomendado por la IUGS (Teruggi 1980), los conteos se realizaron con un contador de puntos automático, el número de puntos analizados osciló entre 500 y 2500 dependiendo del tamaño de la muestra.

1.2 TRABAJOS DE CAMPO

En todas las localidades estudiadas se efectuó un relevamiento geológico de detalle, se colectaron muestras representativas para los análisis petrográficos y geoquímicos y se tomaron fotografías. El trabajo de campo tomó una duración total de 46 días.

Durante el primer año se estudiaron las rocas de los cerros: Morado 1 (M), Ñire Co (M), Tapa (M), El Penepe (M), El Cenizo (M), El Gato (M), El Tordillo (M), La Negra o Negra Muerta (Ch), Amarillo (M), Puntudo (Ch), Loma Jagüel del Moro (Ch-M). Además

se recorrieron los cerros Agua Poca (P) y La Parva (M), en el primero se colectaron xenolitos ultramáficos y en el segundo se efectuó un reconocimiento geológico y toma de muestras. El estudio del cerro La Parva no estaba previsto en el plan original pero se llevó a cabo debido a la posible relación con los cerros El Penepe, El Cenizo y El Gato. Durante el segundo año se trabajó sobre rocas de los cerros: De La Laguna (M), Negro 3 (M), Chato (M-Ch), El Oscuro (M), Morado 2 (M), Chato Segundo (M), Del Chivo (M), Los Corrales (M), Agua de Torres (Ch), El Lindero (M), Negro 2 (Ch), Negro 1 (Ch), El Peludo (M), De Díaz 1 (Ch), De Díaz 2 (Ch), todos de la Hoja 30e, Agua Escondida. Durante el tercer y cuarto año se investigaron las rocas de los cerros Huanul (M), Morado 3 (M), El Águila (M), Del Pozo (M), La Yegua (M), Cerro Solo (P), Punta de La Barda (P).

Referencias. M: departamento Malargüe, provincia de Mendoza; Ch: departamento Chical Co, provincia de La Pampa; P: departamento Puelén, provincia de La Pampa.

1.3 TRABAJOS DE LABORATORIO

Con las muestras colectadas en el campo se confeccionaron secciones delgadas en el Laboratorio de cortes delgados de rocas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam. Para el montaje se utilizó una resina (“Araldit”), la que se preparó de la siguiente manera: 80 % de adhesivo CY248 + 20 % de endurecedor HY956.

En la selección de muestras a ser analizadas químicamente, se puso énfasis en que estuvieran libres de pátinas y de minerales secundarios. Para desechar las pátinas, se eliminó, en todos los casos, la zona externa de las muestras. Cuando se observó en las rocas la presencia de minerales secundarios, en este caso fundamentalmente carbonatos, se disolvieron con ácido clorhídrico diluido y luego fueron lavadas con agua destilada. Las muestras seleccionadas fueron trituradas manualmente con martillo y yunque de acero o con una trituradora de mandíbulas, para luego ser pulverizadas en un pulverizador a anillos.

En las rocas de todas las localidades muestreadas se hicieron análisis químicos de roca total.

1.3.1 Microscopio electrónico de barrido (SEM)

A la observación petrográfica de las secciones delgadas se sumó para algunas muestras de los cerros Agua Poca y Huanul, la utilización de microscopios electrónicos de barrido (SEM) (*Scanning electron microscope*), uno propiedad del Centro Interdepartamental Grandes Instrumentos de la Universidad de Módena (Italia) y otro del Instituto de Geociencias de la Universidad Federal de Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre (Brasil).

Este tipo de instrumento ofrece numerosas ventajas para el estudio petrográfico ya que permite la observación de las fases minerales con un aumento mucho mayor respecto al microscopio normal y además, cuando al SEM se le acopla un espectrómetro dispersivo en energía, se pueden obtener mapas composicionales que muestran la distribución de los elementos mayores y menores en cada fase mineralógica constituyente. El empleo de este instrumento permite observar fases submicroscópicas de notable importancia para la reconstrucción de los procesos petrogenéticos que actúan en el manto y en la corteza terrestre.

1.3.2 Análisis por fluorescencia de rayos X (XRF)

En el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Módena, se determinó, con un equipo de fluorescencia de rayos X marca Philips modelo PW 1480, la composición química (roca total) de 13 muestras de rocas volcánicas de los cerros Ñire Co, Tapa, Morado 1, El Penepe, El Gato, La Parva, La Negra, Tordillo, Amarillo, Jagüel del Moro y Puntudo. Los óxidos mayoritarios analizados fueron: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 tot, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 , y los elementos traza; Ni, Cr, Ce, Nd, V, Ba, La, Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Pb, Zn, Cu y Sc. El error analítico fue aproximadamente del 2 a 5 % para los elementos mayores e inferior al 10 % para los elementos traza, el Fe_2O_3 fue determinado como óxido de hierro total y los análisis se recalcularon sobre base anhidra. El método seguido fue el definido por Franzini *et al.* (1975), con las correcciones de Leoni y Saita (1976). Los análisis se efectuaron sobre pastillas de roca pulverizada y prensada, utilizándose como soporte de las mismas, ácido bórico y cera.

En el Centro de Estudios en Petrología y Geoquímica del Instituto de Geociencias de la Universidad Federal de Rio Grande do Sul (Porto Alegre, Brasil), se analizaron químicamente, con un equipo de fluorescencia de rayos X marca Rigaku modelo RIX 2000, 25 muestras (roca total) de rocas volcánicas de los cerros El Penepe, El Cenizo, De la Laguna, Negro 3, Chato, El Oscuro, Morado 2, Chato segundo, Del Chivo, Los Corrales, Agua de Torres, El Lindero, Negro 2, Negro 1, El Peludo, De Díaz (1 y 2), Huanul, La Blanca, El águila, Morado 3, Del Pozo, La Yegua, Rial y Solo. El error analítico para los elementos mayores fue menor al 5 % y para los elementos traza inferior al 10 %. El Fe_2O_3 fue determinado como óxido de hierro total. Se obtuvieron elementos mayores y menores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) sobre una pastilla vítrea, ésta se preparó con 1 g de muestra más 7 g de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ como fundente, peridrol como oxidante y NH_4I como desmoldante. Los elementos traza fueron analizados sobre pastillas de roca pulverizada y prensada. Además, una alícuota de cada muestra fue calcinada hasta ceniza para obtener las pérdidas por fusión e inferir el contenido de volátiles de cada una. Los análisis fueron corregidos por errores de matriz y solapado de picos.

En ambos casos se utilizaron patrones de roca con certificación internacional.

1.3.3 Análisis por emisión de plasma–espectrometría de masa (ICP-MS)

Se incluyen en las interpretaciones geoquímicas 3 análisis de rocas volcánicas, cerros Escorial (A46), Del Nido (N29) y Agua Poca (AP61) y dos de xenolitos ultramáficos de Agua Poca (AP19 y AP34A) obtenidos previamente (Bertotto 1997), en tanto que se agregan dos nuevos análisis de xenolitos ultramáficos de Agua Poca (AP80 y AP91B) obtenidos mediante las metodologías de fusión-ICP para los óxidos mayoritarios más Sc y Be, con un límite de detección de 0,01 % y 2 ppm respectivamente, y fusión-ICP/MS para los restantes elementos, con límite de detección variable entre 0,01 y 5 ppm. Estos análisis fueron efectuados en Activation Laboratories Ltd. (ACTLABS), Canadá. Para el control de calidad, fueron preparados y medidos con las muestras dos estándares geológicos de referencia (gabro CCRMP MRG-1 y basalto NIST SRM 688) y un reactivo “blanco”. Las concentraciones del reactivo blanco fueron insignificantes para todas las muestras. Para la

mayoría de los elementos el error del método determinado a partir de múltiples análisis de los estándares de referencia fue del 3 al 7 %.

1.3.4 Análisis por microsonda electrónica a dispersión de longitud de onda (WDS)

La composición química (elementos mayores y menores) de las fases minerales de los xenolitos ultramáficos del cerro Agua Poca se efectuó mediante la microsonda electrónica a dispersión de longitud de onda (WDS) (*Wavelength dispersion spectrometry*), marca ARL modelo SEMQ propiedad del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Módena. Las condiciones operativas fueron; 15 kV como voltaje de aceleración, 20 nA de corriente sobre la muestra, 4-7 µm de diámetro del haz electrónico incidente, conteos de 4 segundos para el fondo y 20 segundos para el pico y error analítico de ± 2 %. Se utilizaron silicatos naturales como *standard* excepto con el níquel, para el mismo se usó níquel metálico. El conteo fue convertido en concentraciones de óxidos expresados en porcentuales en peso, aplicando el programa PROBE®, elaborado por Donovan J.J. (Advanced Microbeam 4217 C, Kings Graces road, Vienna OH 44473, EE.UU.).

Los elementos químicos mayores y menores de los minerales de los xenolitos ultramáficos del cerro Huanul fueron determinados con una Microsonda Electrónica CAMECA SX50 equipada con cuatro espectrómetros tipo dispersión de onda (WDS), perteneciente al Laboratorio de Microsonda Electrónica del Instituto de Geociencias de la Universidad Federal de Rio Grande do Sul (Porto Alegre, Brasil). Las condiciones de trabajo fueron: 15 kV el voltaje de aceleración, 10 nA de corriente sobre la muestra para los piroxenos y espinelas y 25 nA para los olivinos, haz electrónico incidente de 5 µm de diámetro para los piroxenos y olivinos y de 1 µm de diámetro para las espinelas. El tiempo de conteo fue de 30 segundos tanto para el fondo como para el pico. Se utilizaron silicatos naturales como patrones excepto para los elementos Ni, Cr y Ti, en los dos primeros se usaron óxidos sintéticos y para el Ti se empleó rutilo sintético.

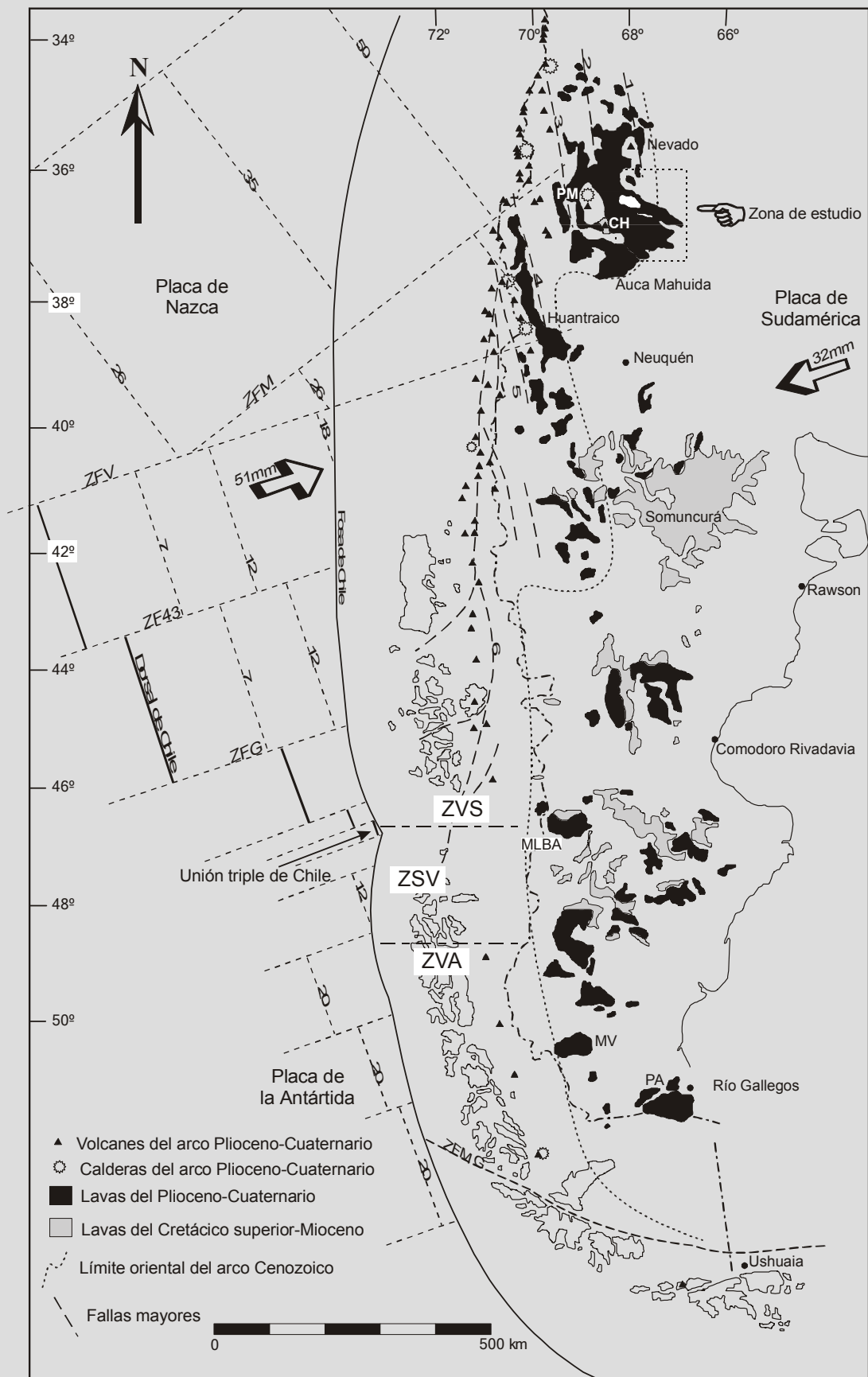
2. MARCO GEOTECTÓNICO

El margen pacífico de Sudamérica, a la latitud de la Argentina, presenta variaciones a lo largo del rumbo en cuanto a la geometría de la zona de subducción. A partir de estas variaciones, Barazangi e Isacks (1976) y Jordan *et al.* (1983) identificaron para los Andes Centrales en el Cenozoico, tres segmentos principales: Norte (22° a 27° S), Central (27° a 33° S) y Sur (33° a 46° S). El segmento Sur (33° a 46° S) es el único con volcanismo basáltico de retroarco durante el Cenozoico y se caracteriza por una subducción normal (Ramos y Aleman 2000). Dentro de este segmento, y a la latitud de la zona aquí estudiada, la placa de Nazca subduce debajo de la placa de Sudamérica con un ángulo de 30° y una velocidad de 8,3 cm/año (Simkin *et al.* 1994 según Gripp y Gordon 1990) (Fig. 1).

Al sur de los 33° S, la zona de retroarco andino está caracterizada por la presencia de basaltos alcalinos del Terciario-Cuaternario (Stern *et al.* 1990 y trabajos allí citados). Skewes y Stern (1979) relacionaron el origen de los basaltos alcalinos patagónicos con perturbaciones mecánicas o térmicas del manto subcontinental, debidas a la subducción de litosfera oceánica debajo de la placa sudamericana. Ramos y Barbieri (1989) asociaron el magmatismo de retroarco del norte de Patagonia a cambios en la edad de la corteza oceánica subductada, en tanto que Kay *et al.* (1993) señalaron la presencia de puntos calientes transitorios.

En la provincia de Mendoza, los extensos campos volcánicos del Plioceno-Holoceno abarcan un área de 16.000 km² y han sido reconocidos como indicadores de eventos distensivos producidos luego de la fase compresiva principal del Terciario (Bermúdez *et al.* 1993). Estos autores concluyeron que el volcanismo basáltico de retroarco del sur de Mendoza se habría generado a partir de modificaciones mecánicas y térmicas del manto superior, producidas por la subducción. Por otra parte, el ascenso del magma basáltico formado en estas condiciones pudo haber ocurrido durante períodos cortos de extensión dentro de un sistema general compresivo del sistema arco-fosa (Stern 1990, Ramos 1993).

Figura 1 (página siguiente). Ubicación de la zona de estudio en relación con el volcanismo de Patagonia desde el Cretácico. Se indican: edades, localización y límites de las placas de Nazca, Antártida y Sudamérica; sentido y velocidad de desplazamiento de las placas de Nazca y Sudamérica (flechas); límites entre la Zona Volcánica del Sur (ZVS), Zona sin volcanismo (ZSV) y la Zona Volcánica Austral (ZVA). Las zonas de fallamiento principal son: 1 Falla Nevado, 2 Falla Llancanelo, 3 Falla Río Grande, 4 Falla Cordillera del Viento, 5 Falla Biobío-Aluminé, 6 Falla Liquiñe-Ofqui, ZFM Zona de fractura Mocha, ZFV Zona de fractura Valdivia, ZF43 Zona de fractura 43, ZFG Zona de fractura Guafo, ZFMG Zona de fractura Magallanes. Centros volcánicos, PM Payún Matru, CH Chachahuen. Modificado de Stern *et al.* (1990), zonas de fallas principales según Herron (1981), velocidades de placas tomadas de Simkin *et al.* (1994) según Gripp y Gordon (1990), límites de zonas volcánicas tomados de Ramos y Aleman (2000) según Ganser (1973).



3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Con el fin de caracterizar geológicamente el área de estudio, a continuación se describen brevemente las unidades aflorantes en ella. Se respetan las investigaciones previas para no originar nuevos nombres pero, en el caso de las rocas basálticas falta en muchos casos un encuadre estratigráfico preciso, por lo que fue necesario redefinirlas litoestratigráficamente para lo cual se siguieron las recomendaciones del Código Argentino de Estratigrafía (Comité Argentino de Estratigrafía 1992).

Los centros eruptivos localizados en la mitad sur de la zona estudiada se ubican sobre el margen noreste de la Cuenca Neuquina, en tanto que los conos basálticos del sector norte se hallan en el borde centro-oeste de la Provincia Geológica Sanrafaelino-Pampeana (Criado Roqué e Ibáñez 1979).

La unidad más antigua de la región corresponde a la Formación Piedras de Afilas (Carbonífero inferior), la que está integrada por granitos rosados de grano grueso y aplitas que fueron descriptos por González Díaz (1972a) en los alrededores de la localidad de Agua Escondida. Por encima se halla la Formación Agua Escondida asignada al Carbonífero superior (González Díaz y García 1968), unidad que fue subdividida por Llambías (1975) en los miembros Lomas Piedra de Afilas y Cerro Guanaco, en tanto que Linares *et al.* (1980) renombraron al primer miembro como Lomas de Afilas. Está constituida mayormente por ortocuarcitas y grauvacas y en menor proporción por conglomerados, limolitas y lutitas, aflorantes en cercanías de la localidad de Agua Escondida, provincia de Mendoza.

Los afloramientos del ciclo magmático Pérmico superior - Triásico inferior tienen gran extensión, principalmente en el sector norte del área de trabajo (Fig. 2). Las rocas volcánicas permo-triásicas del Bloque de San Rafael fueron incluidas por Criado Roqué (1972) en su Grupo Sierra Pintada, luego González Díaz (1972a) incluyó en su Formación Los Corrales a las rocas del Pérmico superior aflorantes en el ámbito de la Hoja Agua Escondida (noroeste de La Pampa y sureste de Mendoza), e indicó la participación de miembros litológicos básicos, mesosilíceos y ácidos. Para la provincia de La Pampa, Llambías (1975) distinguió dentro del Grupo Sierra Pintada tres Formaciones; Zúñiga, Choique Mahuida y El Centinela correspondiendo a las facies ígneas intrusiva, extrusiva félsica y extrusiva mesosilícea respectivamente (Fig. 3). Delpino (1997), retomando la terminología y el sentido de Groeber (1946) definió el Período Eruptivo Choiyoiense

englobando en él a la actividad ígnea que abarca desde el Pérmico hasta el Triásico inferior. Además, Delpino (1997) denominó Grupo Cochicó al ciclo ígneo desarrollado durante el Pérmico inferior y Grupo Los Corrales al ciclo Pérmico superior - Triásico inferior en la zona sur del Bloque de San Rafael. En dos de los centros eruptivos aquí estudiados (De la Laguna y Chato segundo) se observó el contacto de los basaltos sobre rocas de la Formación Los Corrales (“Miembro ácido”) de González Díaz (1972a). Además, los xenolitos félsicos (granitoides) incluidos en las piroclastitas de varios centros eruptivos (por ejemplo Morado 2 y Amarillo) tienen características petrológicas similares a las de las rocas del magmatismo permo-triásico.

En cercanías de los centros eruptivos ubicados dentro de la cuenca Neuquina (sudeste de Mendoza) afloran rocas sedimentarias asignadas al Cretácico superior (Neuqueniano de Groeber 1946) por Holmberg (1962). Este autor indicó la presencia de sedimentitas continentales (mayormente areniscas) con huesos fósiles de reptiles y madera silicificada. Estas rocas pertenecerían al Grupo Neuquén definido por Digregorio (1972).

Al pie de los cerros El Penepe, El Cenizo y El Gato afloran sedimentitas (areniscas carbonáticas y calizas) atribuidas al Plioceno inferior (Formación Puesto Barros) por González Díaz (1972a). A partir de las estructuras sedimentarias y trazas fósiles que contienen se infiere un ambiente marino para su depositación, por lo tanto serían correlacionables con las unidades superiores de la Formación Roca (Paleoceno) (Casadío 2002, comunicación personal). Rocas sedimentarias del Cretácico - Paleógeno fueron identificadas en la base del cerro La Parva por varios autores (entre otros; Sobral 1942, Núñez 1976a).

Dentro de la unidad Basalto La Parva (Oligoceno - Mioceno) se incluyen aquí las rocas que forman los cuellos volcánicos de los cerros La Parva y De la Laguna y las coladas basales de los cerros El Penepe, El Cenizo y El Gato. Por otra parte, las coladas de lava superiores de estos tres cerros se asignan al Basalto El Cenizo (Mioceno) dentro del Grupo Coyocho. Además, se considera pertenecientes a esta unidad a las coladas de lava cercanas a la zona de El Cenizo asignadas por Núñez (1976a) a su Formación Palao Co del Mioceno y a las coladas basálticas aflorantes al sur de Agua Escondida incorporadas por González Díaz (1972a) al Plioceno (Formación El Cenizo).

En la localidad de Punta de La Barda aflora la Formación Gran Salitral. Esta unidad está constituida por areniscas líticas, limos, arcilitas y calizas y fue definida formalmente por Melchor y Casadío (1997), quienes por su contenido fósil y correlaciones con áreas

vecinas le asignaron una edad máxima Mioceno. Sobre esta unidad se encuentra una colada basáltica asignada por estos autores al Pleistoceno (Basalto El Mollar).

Para el Plioceno superior de la provincia de La Pampa, Llambías (1975) definió la Formación El Sauzal. Esta unidad agrupa areniscas gruesas, friables, con estratificación entrecruzada, que alternan con bancos de limos arenosos pardo rojizos y lentes de conglomerados, además, en la parte superior contiene un banco de rodados de vulcanitas de 1 a 2 m de espesor cementado parcialmente por tosca. Estos depósitos rellenan depresiones alargadas que se disponen con una orientación ONO y representan paleocauces del Río Colorado. Las rocas incluidas en la Formación El Sauzal fueron descritas inicialmente por Wichmann (1928) y Sobral (1942), quienes las ubicaron en el Plioceno. En el margen sudoeste del área estudiada, Holmberg (1962) reconoce para las zonas aledañas al río Colorado, las unidades “Pie de Monte II” y “Sedimentos límico-conglomerádicos”, las que serían correlacionables con la Formación El Sauzal.

Se utiliza la denominación de Grupo Chapúa siguiendo la propuesta de Bermúdez *et al.* (1993), para agrupar las erupciones basálticas del Plioceno al Pleistoceno inferior acaecidas durante la Época Eruptiva Chapualitense. Corresponden a esta unidad coladas de basaltos que tienen un amplio desarrollo en la zona estudiada y dos conjuntos de centros eruptivos. Dentro de las erupciones inferiores de la Época Eruptiva Chapualitense se incluye una colada cercana a la localidad de Puelén sobre la cual Cortelezzi y Dirac (1969) obtuvieron edades que van de 2,2 a 5,0 Ma; el resto de las rocas basálticas del Grupo Chapúa se asignan a las erupciones superiores (Plioceno superior - Pleistoceno inferior). Las coladas de basalto del área cercana a la localidad de Agua Escondida fueron previamente incluidas en la Formación Morado Alto por González Díaz (1972a). Con respecto a los centros eruptivos y a partir de observaciones de campo, se definieron dos conjuntos dentro del Grupo Chapúa, el primero se denomina Basalto Agua de Torres y está integrado por los cerros Escorial, Loma Jagüel del Moro, Los Corrales, Del Chivo, Morado 2, El Oscuro, Negro (1, 2 y 3), El Peludo, El Lindero, Agua de Torres, Puntudo, Amarillo, Tordillo, La Negra, Chato segundo y Chato. Los restantes cerros (Los Carrizales, Morado 1, Tapa, Huanul, Morado 3 y Rial) se incluyen en la unidad Basalto Los Carrizales.

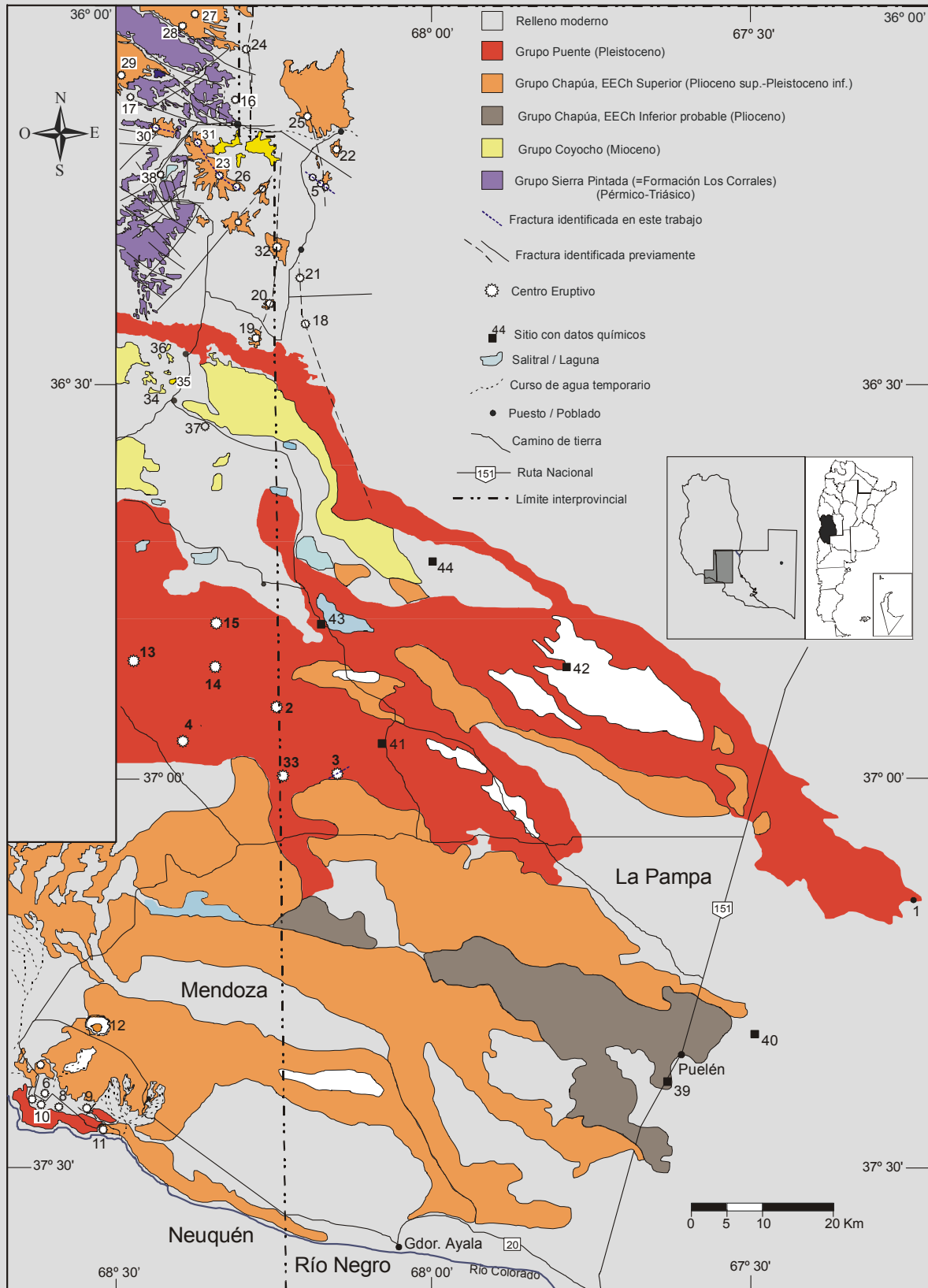
Se incluyen en el Grupo Puente (Pleistoceno) las rocas generadas durante la Época Eruptiva Puentelitense definida por Bermúdez *et al.* (1993) para Mendoza, las cuales en la zona estudiada incluyen coladas de basalto *pahoehoe* (Basalto El Mollar) y dos grupos de centros eruptivos. La unidad Basalto El Mollar está integrada por coladas de basalto

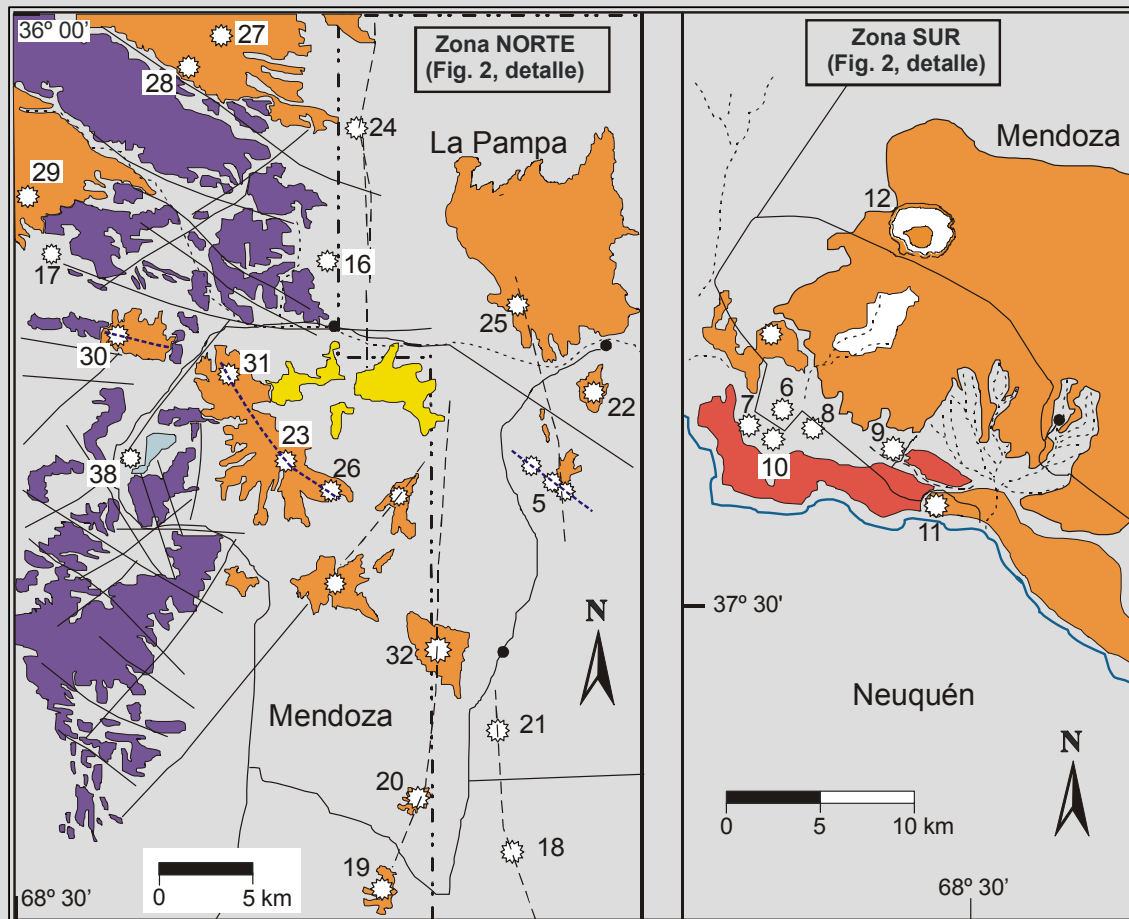
olivínico que afloran en el sector noroeste del departamento Puelén y suroeste del departamento Chical Co. Las primeras descripciones de rocas pertenecientes al Basalto El Mollar son las de Wichmann (1928) y Sobral (1942). Posteriormente, Nuñez (1976a), describió las rocas basálticas aflorantes en la Hoja 31e, Chical Co y las consideró equivalentes a la Formación El Mollar (González Díaz, 1972a), pero las definió como Formación Puente, asignándolas al Holoceno. Bisceglia (1977) incluyó en su Formación El Puente coladas lávicas que corresponderían al Basalto El Mollar y las asignó al Holoceno inferior. Más tarde, Linares *et al.* (1980) definieron a las coladas basálticas en general como basaltos cenozoicos. Finalmente, Melchor y Casadío (1997) realizaron una datación K-Ar sobre los basaltos aflorantes en Punta de la Barda y utilizaron la denominación de Basalto El Mollar para describir a los mismos. Con relación a los centros eruptivos aquí estudiados, se definieron dos grupos, el primero (Basalto La Blanca) con mayor efecto de los agentes erosivos está integrado por los cerros La Blanca, La Yegua y El Águila. Por otra parte, los cerros El Pozo, De Díaz, Ñire Co, Agua Poca y Del Nido integran la unidad litoestratigráfica Basalto Agua Poca. Sobre rocas del cerro homónimo Bertotto (1997) dio a conocer una datación por el método K-Ar de $0,6 \pm 0,1$ Ma.

Para el Holoceno se deben mencionar depósitos evaporíticos, aluviales, coluviales y principalmente los de carácter eólico, que tienen una amplia representación en toda la zona estudiada.

Figura 2 (páginas 22 y 23). Mapa geológico de la zona estudiada. Localidades: 1 Punta de la Barda, 2 Del Nido, 3 Agua Poca, 4 Ñire Co, 5 De Díaz, 6 El Pozo, 7 El Águila, 8 La Yegua, 9 La Blanca, 10 Rial, 11 Morado (3), 12 Huanul, 13 Tapa, 14 Morado (1), 15 Los Carrizales, 16 Chato, 17 Chato segundo, 18 La Negra, 19 Tordillo, 20 Amarillo, 21 Puntudo, 22 Agua de Torres, 23 El Lindero, 24 Negro (2), 25 Negro (1), 26 El Peludo, 27 El Oscuro, 28 Negro (3), 29 Morado (2), 30 Del Chivo, 31 Los Corrales, 32 Loma Jagüel del Moro, 33 Escorial, 34 El Gato, 35 El Cenizo, 36 El Penepe, 37 La Parva, 38 De la Laguna, 39 Ruta Nacional n° 151, 40 Cerro Solo, 41 Puesto El Puesto, 42 Puesto Limarra 2, 43 Salitral Los Carrizales, 44 Loma Lindero.

En la página 23 se grafican en detalle las zonas Norte y Sur.





ERA	SISTEMA	SERIE	GRUPO	FORMACIÓN	MIEMBRO	LITOLOGÍA
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno				Arenas finas, pelitas, evaporitas
		Pleistoceno	Puente	Basalto El Mollar		Coladas basálticas
				Basalto Agua Poca		Conos piroclásticos y coladas basálticas
				Basalto La Blanca		
		Plioceno - Pleistoceno	Chapúa	Basalto Los Carrizales		Areniscas, limos, conglomerados
				Basalto Agua de Torres		
	Neógeno	Plioceno		El Sauzal		Areniscas, pelitas, calizas
		Mioceno		Gran Salitral		Coladas basálticas
			Coyochó	Basalto El Cenizo		Cuellos volcánicos, coladas basálticas
MESOZOICO	Paleógeno	Oligoceno - Mioceno	Palao Co	Basalto La Parva		Calizas, areniscas calcáreas
		Paleoceno	Malargüe	Roca		Areniscas
	Cretácico	Superior	Neuquén			Andesitas
	Triásico	Inferior	Sierra Pintada*	El Centinela		Riolitas, dacitas
				Choique Mahuida		Leucogranitos
PALEOZOICO	Carbonífero	Superior		Zúñiga		Ortocuarcitas y grauwacas
		Inferior		Agua Escondida	Lomas de Afilas	Granitos
				Piedras de Afilas		

Figura 3. Cuadro estratigráfico de la zona limítrofe entre las provincias de La Pampa (departamentos Chical Co y Puelén) y Mendoza (departamento Malargüe). *Equivale a la Formación Los Corrales de González Díaz (1972a).

4. CENTROS ERUPTIVOS

4.1 RELACIONES LITOESTRATIGRÁFICAS DE LAS ROCAS ERUPTIVAS

Fisher y Schmincke (1984) definieron distintas unidades de actividad volcánica, las cuales incluyen:

- Pulso eruptivo: tiene una duración aproximada de pocos segundos a minutos.
- Fase eruptiva: consiste de varios pulsos eruptivos y dura desde varias horas a días.
- Erupción: está compuesta por varias fases eruptivas y se extiende, en general, desde unos pocos días a varios meses, aunque se ha establecido una duración de varios años en algunos volcanes basálticos. Por otra parte, una erupción es considerada como la unidad básica de la actividad volcánica explosiva.
- Época eruptiva: consiste de muchas erupciones y tiene una duración de decenas, centenas o miles de años. El tiempo transcurrido entre cada erupción es en general tan grande que se desarrolla una importante erosión e incluso edafización en los depósitos expuestos.
- Período eruptivo: está compuesto por varias épocas eruptivas y se extiende por espacio de miles a millones de años. El intervalo de tiempo entre cada época eruptiva puede ser tan grande como para que ocurran, en cada uno de ellos, eventos tectónicos.

La actividad volcánica en la zona de retroarco extraandino en Mendoza y La Pampa se registra desde el Mioceno (González Díaz 1979) hasta tiempos prehistóricos (Groeber 1946, Inbar y Risso 2001). A partir de las definiciones de Fisher y Schmincke (1984), Bermúdez *et al.* (1993) reconocieron, para el lapso comprendido entre el Plioceno y el Holoceno, tres períodos donde la actividad fue más marcada y los denominaron épocas eruptivas Chapualitense, Puentelitense y Tromenlitense. A su vez, propusieron reunir los productos generados durante las mismas en los Grupos Chapúa, Puente y Tromen.

En esta Tesis se efectuó una nueva recopilación de edades, con el fin de identificar períodos de actividad volcánica para el lapso Oligoceno superior - Holoceno. Las edades utilizadas se indican en la Tabla 1. Se identificaron siete períodos:

1. Edad media, 0,45 Ma, mínimo 0,2 Ma, máximo 0,6 Ma, número de muestras 6. Se corresponde con la época eruptiva Puentelitense de Bermúdez *et al.* (1993).

2. Edad media, 2,0 Ma, mínimo 1,0 Ma, máximo 2,6 Ma, número de muestras 10. Se corresponde con la época eruptiva Chapualitense superior de Bermúdez *et al.* (1993).

3. Edad media, 3,5 Ma, mínimo 3,2 Ma, máximo 4,0 Ma, número de muestras 5. Se corresponde con la época eruptiva Chapualitense inferior de Bermúdez *et al.* (1993).

4. Edad media, 7,4 Ma, mínimo 6,7 Ma, máximo 8,0 Ma, número de muestras 3.

5. Edad media, 13,2 Ma, mínimo 12,3 Ma, máximo 14,4 Ma, total de muestras 6.

6. Edad media, 18,0 Ma, mínimo 16,0 Ma, máximo 19,4 Ma, total de muestras 7.

7. Edad media, 23,3 Ma, mínimo 21,0 Ma, máximo 26,0 Ma, 8 muestras en total.

Los períodos 4, 5 y 6 pertenecen al Mioceno y se sugiere incluirlos en la época eruptiva Coyocholitense. El período 7 coincide con el límite Oligoceno - Mioceno y se propone denominarlo época eruptiva Palaocolitense. Teniendo en cuenta los Ciclos Magmáticos definidos para la República Argentina (Ramos y Ramos 1978), se observan coincidencias entre las edades medias de los períodos 1, 2, 4 y 6 con las fases magmáticas: Pleistocena principal, Ándica principal, Quéchuica y Pehuénchica respectivamente.

Al definir las épocas eruptivas Coyocholitense y Palaocolitense se amplían las definidas por Bermúdez *et al.* (1993); a su vez, desde el punto de vista litoestratigráfico se agrupan las rocas generadas durante estas dos épocas en los Grupos Coyocho y Palao Co respectivamente. Cabe acotar que se sigue la terminología original de Groeber (1946), aunque no sus edades y, además, se incluyen en los respectivos Grupos a las distintas Formaciones definidas por otros investigadores (Fig. 4).

Tabla 1. Datos analíticos de rocas basálticas de la PBAC, método K-Ar sobre roca total.

Muestra	Localidad	Campo Volcánico	K (%)	Ar⁴⁰rad. x 10⁻¹⁰mol/g	Ar⁴⁰atm (%)	Edad y error (Ma)
383-384	Frente a Los Mallines de La Puntilla, RN 40, Malargüe (1)	CVPM (LV)	-	-	95,5	0,2 ± 0,1
12	Punta de la Barda, dto. Puelén, La Pampa (2)	CVPM (E)	0,55	0,01*	95,97	0,40 ± 0,10
313-318	Puesto Herrera, al O de Piedras Blancas (1)	CVLL	-	-	97,2	0,45 ± 0,2
327-328	Sur de Las Chacras (1)	CVLL	-	-	96,0	0,5 ± 0,2
385-388	4 km S de Los Mallines de La Puntilla (1)	CVPM (LV)	-	-	95,8	0,55 ± 0,2
AP61	Agua Poca, La Pampa (3)	CVPM (E)	1,08	0,02*	94,58	0,6 ± 0,10
234-236	Tricao Malal, Chos Malal, Neuquén (1)	Tromen	-	-	85,1	1 ± 0,2
AK-0326	Co. Mesón, La Matancilla, Malargüe (4)	CVPM(S)-CVCH(N)	-	-	-	1,5 ± 0,5
44	Cono basáltico al oeste del Vn Nevado (5)	CVLL	1,73	0,117	89	1,7 ± 0,4
352-355	4 km al N de El Manzano (1)	CVPM (LV)	-	-	94,5	1,8 ± 0,6
AK-0472	Base Co. Mesón, La Matancilla, Malargüe (4)	CVPM(S)-CVCH(N)	-	-	-	2,0 ± 1,0
222-227	Ruta Chos Malal - Tricao Malal, Neuquén (1)	Tromen	-	-	88,2	2,3 ± 0,5
146	Stral. Los Carrizales, en Pto. Serna, Chical Co, La Pampa (6)	CVPM (E)	0,48	0,018	97,4	2,3 ± 1,0
228-233	Ruta Chos Malal-Tricao Malal, Neuquén (1)	Tromen	-	-	85,0	2,5 ± 0,3
375-376	Puntilla de Huincán, sobre RN 40, Malargüe (1)	CVPM (LV)	-	-	88,5	2,6 ± 1,2
1	Ruta Nac. n° 151, Puelén, La Pampa (7)	CVPM (E)	0,55	0,0180 0,201 0,400	97.1 96.2 93.7	2,2 ± 0,3 2,5 ± 0,3 5,0 ± 0,9
2	Cerro Solo, Puelén, La Pampa (7)	CVPM (E)	0,67	0,0357 0,0483	94.8 94.5	3,8 ± 0,8 5,1 ± 0,9
280-281	1,4 km N del río Barrancas, RN 40, Malargüe, Mendoza (1)	CVPM (SO)	-	-	94,6	3,2 ± 1,0
4-73	Desembocadura cañón del Atuel, San Rafael, Mendoza (8)	CVLL	0,94	0,054	96,3	3,2 ± 1,0
AK-0470	Base Co. Payún Liso, Malargüe, Mendoza (1)	CVPM	-	-		3,5 ± 1,5
	Bajada Baya, Malargüe (9)	CVPM (SO)	1,41	0,543	28,2	4,0 ± 1,0
LB-5	Sa. de La Ventana, Agua Botada, Malargüe (6)1	CVLL	-	-	73,7	6,7 ± 0,5
AK-0320	Cerro Ponón Trehue, ladera oeste, San Rafael (4)	CVLL	-	-	-	7,4 ± 3,4

Tabla 1. Continuación.

	Barda Pto. El León, Casa de Piedra, Malargüe (9)	CVCH (O)	1,62	0,226	98	$8,0 \pm 4,0$
KA3933	Quebrada Fiera Río Barrancas, Malargüe (4-10)	CVPM (O)	0,87	0,185	31,4	$12,3 \pm 0,7$
15-73	Puesto Morales, Arroyo El Tigre, San Rafael (8)	CVLL (N)	0,73	0,168	77,6	$13,0 \pm 0$
AK-0564	Sierra Pintada, San Rafael (4)	CVLL (N)	-	-	-	$13,0 \pm 3$
AK-2571	Margen izquierda, río Salado, Malargüe (4)	CVLL	-	-	-	$13,3 \pm 1$
361-362	16 km S de El Manzano, sobre RN 40, Malargüe (1)	CVPM (LV)	-	-	92,5	$13,3 \pm 4$
LB-10	Arroyo Agua Botada, S de yacimiento Huemul (1)	CVLL	-	-	69,6	$14,4 \pm 0,7$
AK0476	Cerro El Ramblón, Malargüe, Mendoza (9)	CVPM (SE)	1,02	0,290	70,7	$16,0 \pm 5,0$
LB-12	Co. Huemul, yacimiento Huemul, Malargüe (1)	CVLL	-	-	70,9	$17,3 \pm 0,8$
AK0622	P. de la Barda, SE Altiplanicie Payún, Matancilla (9)	CVPM	1,02	0,351	66,2	$18,0 \pm 3,0$
AK0474	Este de P. de la Barda, SE Altiplanicie Payún (4)	CVPM				$18,0 \pm 5,0$
AK0475	P. de la Barda, SE Altiplanicie Payún (9)	CVPM	1,20	0,392	65,7	$18,0 \pm 6,0$
AK0624	P. de la Barda, SE Altiplanicie Payún (9)	CVPM	1,14	0,389	55,3	$19,0 \pm 1,0$
356-358	8 km al S de El Manzano, sobre RN 40 (1)	CVPM (LV)	-	-	34,0	$19,4 \pm 0,7$
AK0587	Faldeo oeste del Bordo Amarillo, Malargüe (9)	CVPM	1,57	0,599	94,0	$21,0 \pm 2,0$
AK0617	Puesto Ranquil, Malargüe (9)	CVPM	1,09	0,420	60,0	$21,0 \pm 5,0$
AK0324	Loma de los Ojos de Agua, Malargüe (9)	CVPM	1,15	0,448	65,9	$22,0 \pm 5,0$
AK0588	Loma de las Ramadas, Malargüe (9)	CVPM (S)	1,01	0,412	79,1	$23,0 \pm 2,0$
AK0589	Entre Ramblón Mendieta y Pto. Loma Negra, Malargüe (9)	CVPM (E)	1,57	0,670	36,7	$24,0 \pm 1,0$
	Cerro La Parva, Dto. Malargüe (6)	CVPM (E)	1,10	0,483	47,9	$24,0 \pm 4,0$
AK0328	Cerro del Agujerito, Dto. Malargüe (9)	CVPM (E)	1,17	0,545	83,4	$25,0 \pm 5,0$
AK0625	Elevación entre Loma Alta y Negra (9)	CVPM (E)	1,20	0,565	63,5	$26,0 \pm 2,0$

Referencias: * Ar^{40} Rad. $\times 10^{-6}$ mol/g. (1) Valencio *et al.* (1969). (2) Melchor y Casadio (1997). (3) Bertotto (1997). (4) Linares y González (1990). (5) Muñoz *et al.* (1989). (6) Núñez (1976a). (7) Cortelezzi y Dirac (1969). (8) Toubes y Spikermann (1979). (9) González Díaz (1979). (10) Marshall *et al.* (1986). CVPM: Campo Volcánico Payún Matru. LV: Los Volcanes. CVLL: Campo Volcánico Llancanelo. CVCH: Campo Volcánico Chachahuen. N: norte, S: sur, E: este, O: oeste.

UNIDADES DE ACTIVIDAD VOLCÁNICA			EDAD	LITOESTRATIGRAFÍA	
PERÍODO	ÉPOCA	ERUPCIONES		GRUPO	FORMACIÓN
A N D I N O	TROMENLITENSE	Superiores	Prehistórica	TROMEN	*1
		Inferiores	Holoceno		
	PUENTELITENSE		Pleistoceno	PUENTE	*2
	CHAPUALITENSE	Superiores	Pleistoceno inferior Plioceno superior	CHAPÚA	*3
		Inferiores	Plioceno		
	COYUCHOLITENSE		Mioceno	COYOCHO	*4
	PALAOCOLITENSE		Oligoceno-Mioceno	PALAO CO	*5

Referencias: *1. Tromenlitense, Basalto 6 y 7 (Groeber 1946). Basaltos de la Media Luna (Llambías 1966). Cerro Carbonilla, Jagüel del Zorro (González Díaz 1972b). Basaltos del Tromen (Dessanti 1978). Tromen (González Díaz 1979).

*2. Basalto 5, Puentelicense (Groeber 1946). Puentelicense (Holmberg 1962). Asociación Volcánica Postglacial (Polanski 1964a). El Mollar, El Puente (González Díaz 1972a, b, 1979). Basalto V, Basalto El Puente (Dessanti 1973). El Puente (Holmberg 1973, Núñez 1979). Puente (Núñez 1976a). Cerritos Colorados (Delpino 1988).

*3. Basalto 3, 4, Chapualicense (Groeber 1946). Basalto 4 (Dessanti 1956). Chapualicense (Holmberg 1962). Asociación Volcánica Paleopleistocena y Neopleistocena (Polanski 1964b). Cerro Negro, Morado Alto (González Díaz 1972a, b, c). Basalto del Chapúa Superior e Inferior (Dessanti, 1973). Maipo, Chapúa (Holmberg 1973, Núñez 1976b, 1979). Basaltos pleistocenos (González Díaz 1979). Mancha Jarilla (Delpino 1988).

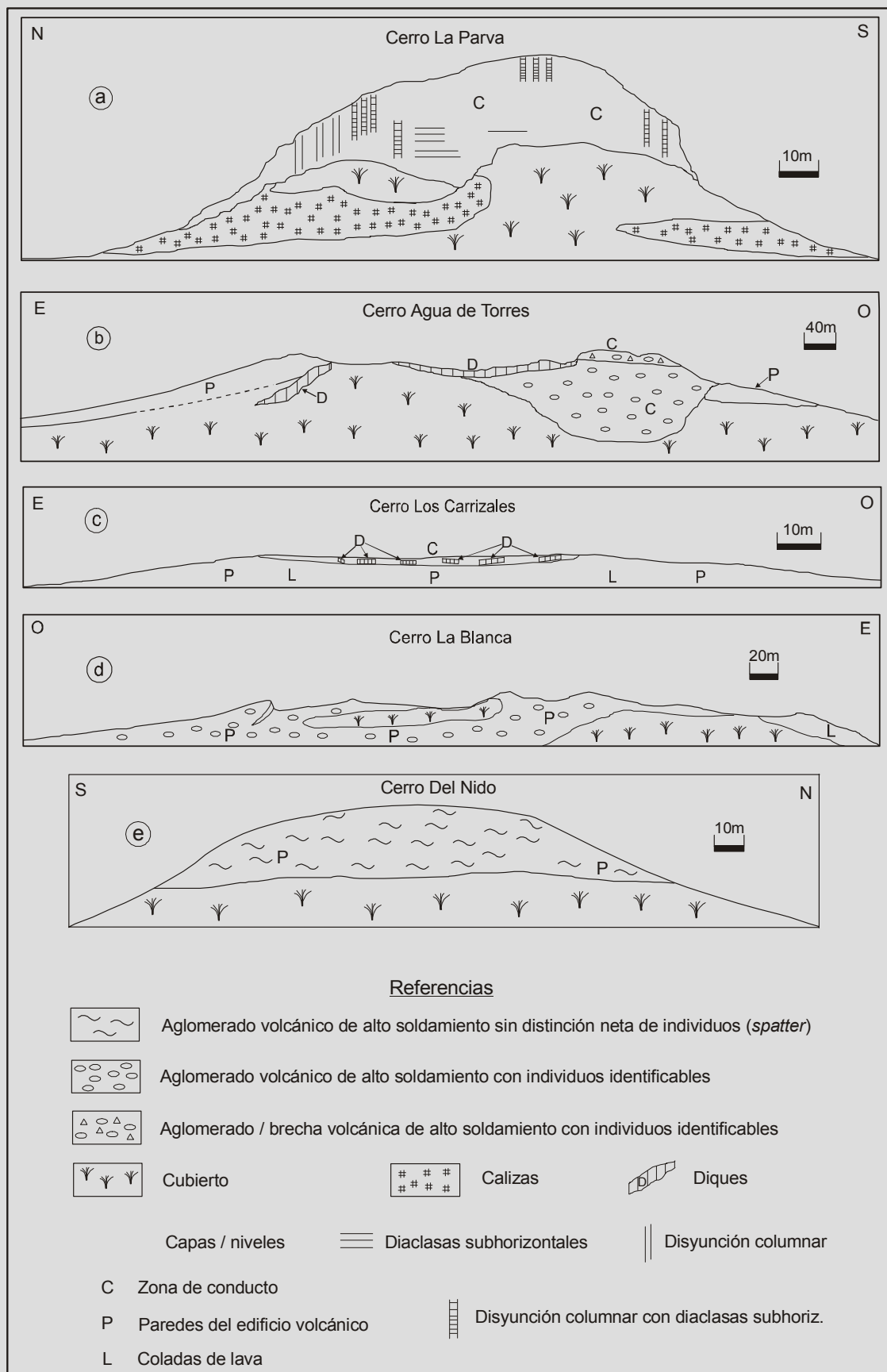
*4. Basalto 2, Coyucholitense (Groeber 1946, Holmberg 1962). El Cenizo (González Díaz 1972a, b). La Sandía (González Díaz 1972c). Coyocho (Holmberg 1973, González Díaz 1979, Núñez 1979).

*5. Basalto 1, Palaocolicense (Groeber 1946). La Parva, Palao Co (Núñez 1976a). Palaoco (González Díaz 1979).

Figura 4. Unidades litoestratigráficas para el volcanismo basáltico extraandino de Mendoza y La Pampa, modificado de Bermúdez *et al.* (1993).

La ubicación estratigráfica de las rocas de los cerros Punta de La Barda, Agua Poca, Los Carrizales y La Parva, se hizo sobre la base de dataciones radimétricas. Para el resto de los centros eruptivos se utilizaron criterios morfológicos. Se tuvo en cuenta el grado de erosión, esto es, esencialmente, el nivel de destrucción de cada edificio volcánico (Fig. 5). De esta manera, basándose en las edades disponibles y en los reconocimientos de campo, se estableció una cronología de las erupciones, tal como se indica en la Figura 6. En el campo volcánico de San Quintín, México, Luhr *et al.* (1995) realizaron una estimación similar de las edades relativas entre los distintos centros eruptivos. En áreas vecinas a la abarcada en esta Tesis, Bermúdez *et al.* (1993) utilizaron criterios morfológicos para determinar la edad relativa de los volcanes por ellos investigados dentro de los campos volcánicos Payún Matru y Llançanelo. En estos mismos campos volcánicos, Inbar y Risso (2001) efectuaron un análisis morfométrico de 120 conos de escoria monogenéticos y encontraron que el 95 % de ellos son más jóvenes que 1,0 Ma.

Figura 5 (página siguiente). Perfiles de erosión típicos para cada unidad litoestratigráfica basáltica; a Basalto La Parva, b Basalto Agua de Torres, c Basalto Los Carrizales, d Basalto La Blanca, e Basalto Agua Poca.



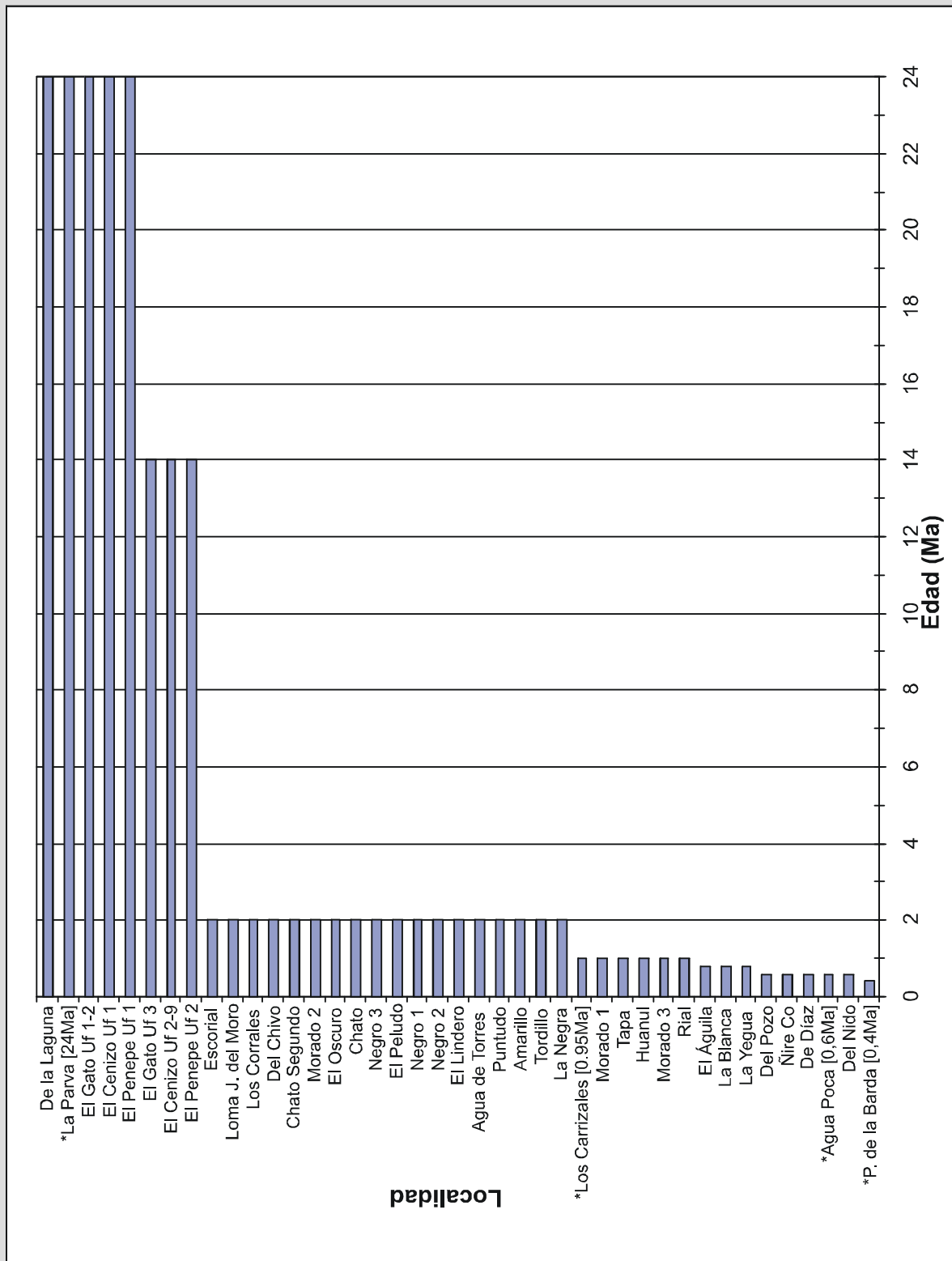


Figura 6. Gráfico de la cronología de las erupciones en la zona estudiada, estimada sobre la base de dataciones radimétricas y reconocimientos de campo. Con un asterisco se indican las localidades cuyas rocas poseen dataciones K-Ar.

4.2 DESCRIPCIÓN DE LAS LOCALIDADES ESTUDIADAS

4.2.1 Grupo Palao Co (Oligoceno superior - Mioceno inferior)

Se incluyen en el Grupo Palao Co las rocas generadas durante la época eruptiva Palaocolitense, las cuales forman los centros eruptivos De la Laguna, La Parva y las coladas de lava inferiores de los cerros El Penepe, El Gato y El Cenizo (unidades de flujo 1, 1 a 2 y 1 respectivamente) (Fig. 5 y 7). Se separan las coladas inferiores de las superiores de los cerros El Penepe, El Gato y El Cenizo debido al hallazgo de un nivel de areniscas, depositado entre ellas, indicativo de un período de erosión y ausencia de volcanismo. De esta manera se aplica el criterio propuesto por Fisher y Schmincke (1984), el cual indica que entre dos épocas eruptivas el tiempo transcurrido es en general tan grande que se desarrolla importante erosión y hasta edafización en los depósitos expuestos. Litoestratigráficamente, estas rocas se incluyen en la unidad denominada **Basalto La Parva**.

Basalto La Parva

Cerro La Parva

El cerro La Parva se localiza en la provincia de Mendoza, 10 km al oeste del límite con la provincia de La Pampa (Fig. 2). Su ubicación es 36° 33' de latitud sur y 68° 22' de longitud oeste. Contiene rocas sedimentarias del Cretácico-Paleógeno (Piso Rocanense y Fm. Roca de Sobral 1942 y Núñez 1976a) y basálticas asignadas al Oligoceno - Mioceno (Fm. La Parva) por Núñez (1976a). Se trata de una elevación mesetiforme de aproximadamente 50 m de altura sobre el terreno circundante y laderas de fuerte pendiente (90° en varios sectores). En la base se identificaron varios estratos de calizas rosadas con fósiles y sobre éstas yacen rocas carbonáticas blancas (en sectores blanco-azuladas) y grises con estructuras heterolíticas, entrecruzadas, planares y masivas. Intruyendo a estas sedimentitas se halla una roca basáltica conteniendo menos del 5 % de vesículas y afectada por varios juegos de diaclasas (Fig. 5). Estas son irregulares y se observó que, en el contacto caliza-basalto las diaclasas se disponen con rumbos similares en las dos litologías. En algunos sectores, dentro del basalto, se interceptan tres juegos de diaclasas y se forman bloques y columnas; por otra parte, en el tope del cerro se observaron agrupamientos de vesículas.

A partir de su estructura, textura y modo de yacencia, se infiere que las rocas del cerro La Parva serían parte del cuello de un edificio volcánico erosionado. Núñez (1976a) obtuvo una edad de 24 ± 4 Ma (K-Ar, roca total) para estas rocas y las ubicó en su Formación La Parva en el límite Oligoceno-Mioceno.

Cerro De la Laguna

El cerro De la Laguna se localiza en el sureste del departamento Malargüe (provincia de Mendoza), 17 km al oeste del límite con la provincia de La Pampa y 16 km al suroeste de la localidad de Agua Escondida. Su ubicación es $36^{\circ} 13'$ de latitud sur y $68^{\circ} 26'$ de longitud oeste (Fig. 2). Se eleva unos 50 m sobre el terreno circundante y está formado por una roca basáltica afanítica de color gris oscuro, de carácter masivo, afectada por varios juegos de diaclasas que en algunos sectores se interceptan originando disyunción columnar. Distribuidas en todo el cerro, se distinguen inclusiones ultramáficas y félsicas, siendo las primeras las más abundantes. La mayoría de las inclusiones ultramáficas expuestas en superficie, sufrieron alteración meteórica y son fácilmente deleznales, no ocurriendo lo mismo con las félsicas. Por otra parte, es frecuente hallar cavidades en la roca basáltica las que estaban ocupadas originalmente por inclusiones ultramáficas. A partir de las características morfológico-texturales se infiere un enfriamiento subsuperficial para las rocas que forman el cerro De la Laguna lo cual, sumado al contorno casi circular en planta del afloramiento, indicaría que se trata del cuello de un edificio volcánico erosionado.

Según se reconoció en el faldeo sur del cerro De la Laguna, los basaltos apoyan sobre rocas graníticas pertenecientes al Miembro Ácido de la Formación Los Corrales (Pérmico superior) de González Díaz (1972a). Las rocas del cerro De la Laguna fueron asignadas al Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por González Díaz (1972a), aunque este autor expresó sus dudas al respecto e indicó que probablemente correspondan a una manifestación volcánica más joven, ya dentro del Holoceno (Fm. El Mollar).

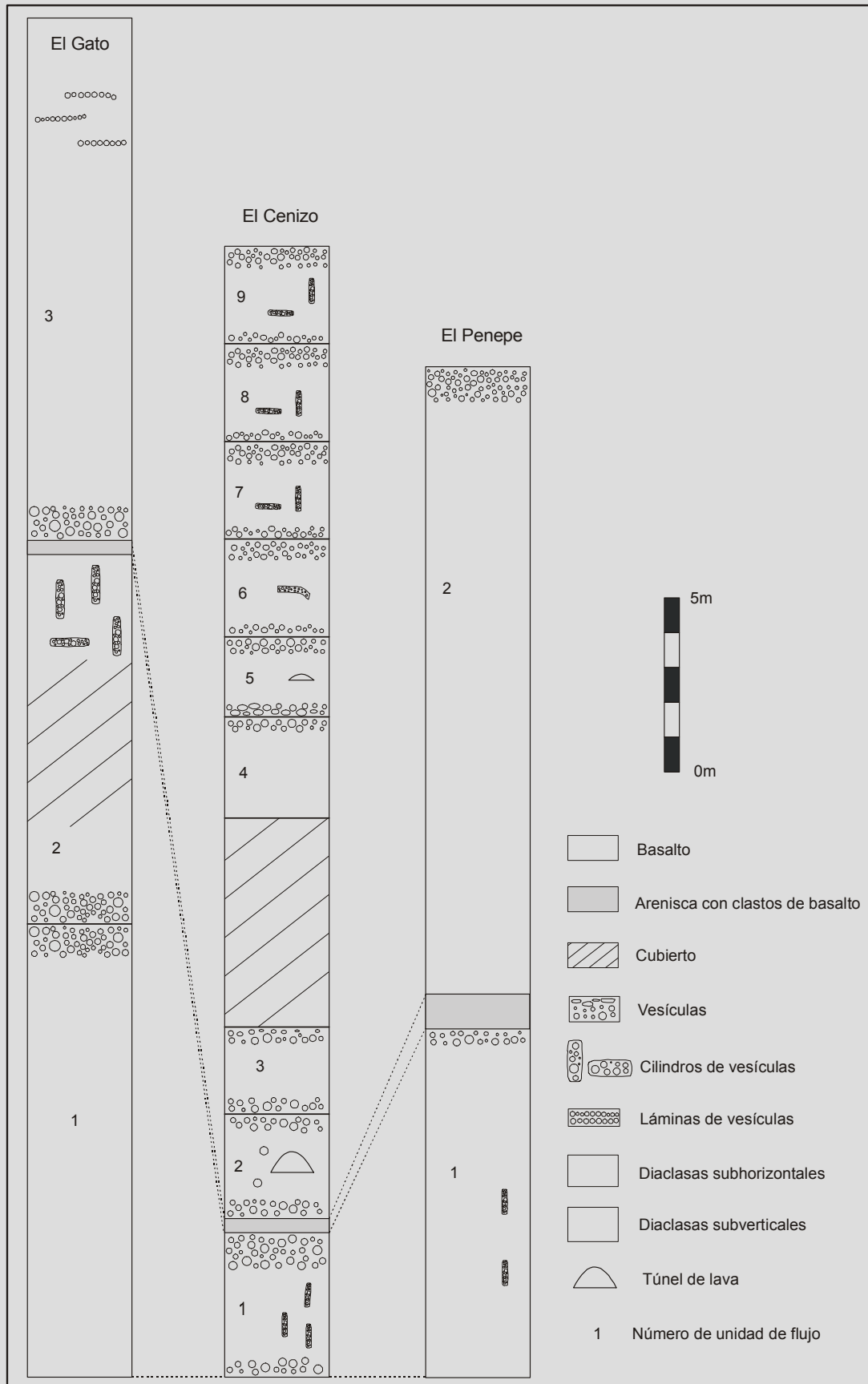


Figura 7. Perfiles de los cerros El Gato, El Cenizo y El Penepe.

Cerro El Penepe

El cerro El Penepe se localiza en la provincia de Mendoza, 15 km al oeste del límite con la provincia de La Pampa (Fig. 2). Su ubicación es 36° 27' de latitud sur y 68° 25' de longitud oeste. Se trata de dos elevaciones de aproximadamente 55 m de altura sobre el terreno circundante. Comenzando desde la base, está formado por una capa de arenisca carbonática rosada de 12 m de potencia, con trazas fósiles e indicios de metamorfismo de contacto en el tope, sobre la que apoya una colada de lava basáltica de 10 m de espesor (unidad de flujo 1). A continuación se halla una estrato de 1 m de espesor medio de arenisca rojiza con clastos de basalto y por encima una colada de lava basáltica (unidad de flujo 2) descripta en el Grupo Coyocho (Fig. 7).

La unidad de flujo 1 es una colada de lava basáltica tipo *pahoehoe* de 10 m de espesor; el sector basal (1 m) se presenta en lajas subhorizontales de 8 cm a 15 cm cada una y luego sigue 1 m de basalto masivo sobre el que se observan 8 m de basalto con cilindros de vesículas, aunque en los últimos centímetros de este mismo sector la roca se torna más vesicular. A la unidad de flujo 1 se le superpone una capa de 1 m de potencia de arenisca rojiza con clastos de basalto vesicular en su base. Los clastos son de color rojo y se presume han sido incorporados del sector superior del basalto subyacente.

Las areniscas carbonáticas de la base (Fm. Puesto Barros) fueron primeramente asignadas al Plioceno (González Díaz 1972a) y luego con dudas al Mioceno (González Díaz 1979, Núñez 1976a). A partir de las estructuras y trazas fósiles que contienen, las sedimentitas (areniscas carbonáticas y calizas) basales del cerro El Penepe, serían de ambiente marino y correlacionables con las unidades superiores de la Formación Roca (Paleoceno) (Casadio 2002, comunicación verbal). Las rocas volcánicas del cerro El Penepe fueron incluidas en el Plioceno superior (Fm. El Cenizo de González Díaz 1972a) y Mioceno, Fm. Palao Co (Núñez 1976a, González Díaz 1979).

Cerro El Cenizo

El cerro El Cenizo se localiza en la provincia de Mendoza, 14,5 km al oeste del límite con la provincia de La Pampa (Fig. 2). Su ubicación es 36° 30' de latitud sur y 68° 25' de longitud oeste. Se trata de una elevación mesetiforme de aproximadamente 75 m de altura sobre el terreno circundante, formada por areniscas y coladas de lava basáltica. Dentro de las rocas volcánicas se identificaron nueve unidades de flujo lávico (Fig. 7).

En la base del cerro y con una potencia de aproximadamente 36 m, aflora una arenisca rojiza a rosada en sectores, con estructuras sedimentarias (laminación plana, laminación entrecruzada), trazas fósiles e indicios de metamorfismo de contacto en el tope.

Sobre las rocas sedimentarias apoya una colada de lava *pahoehoe* de unos 4,15 m de potencia (unidad de flujo 1). Esta comienza con 24 a 40 cm de basalto vesicular, las vesículas contienen minerales secundarios (carbonatos y zeolitas). Luego de la zona vesicular el basalto tiene tres juegos de diaclasas, uno principal (subhorizontal) y dos secundarios (verticales); en algunos sectores, cuando se interceptan los tres juegos, se forman bloques prismáticos. Se observaron gran cantidad de cilindros de vesículas, la mayoría no presentan orientación de su parte superior pero algunos están orientados al SE y escasos al NO, estando las vesículas rellenas por carbonatos y sílice. En los 2 m superiores la roca se torna más vesicular y en cercanías del contacto con la unidad suprayacente, el basalto toma un color rojizo.

Por encima de la unidad de flujo 1 yace una capa de 0,40 m de espesor medio de arenisca rojiza con clastos de basalto. El cerro culmina con 8 unidades de flujo basáltico descriptas en el Grupo Coyocho.

Las areniscas basales de este cerro fueron incluidas en la Fm. Puesto Barros del Plioceno (González Díaz 1972a) y Mioceno (González Díaz 1979, Núñez 1976a), teniendo en cuenta las estructuras y trazas fósiles que contienen, en este trabajo se sugiere correlacionarlas con las sedimentitas situadas en la base del cerro El Penepe (distante 5 km) e incluirlas en el Paleoceno. Las rocas volcánicas del cerro el Cenizo se asignaron al Plioceno superior (Fm. El Cenizo de González Díaz 1972a) y al Mioceno, Fm. Palao Co (Núñez 1976a, González Díaz 1979).

Cerro El Gato

El cerro El Gato se localiza en la provincia de Mendoza, 18 km al oeste del límite con la provincia de La Pampa (Fig. 2). Su ubicación es 36° 30' de latitud sur y 68° 27' de longitud oeste. Se trata de una elevación mesetiforme de aproximadamente 65 m de altura sobre el terreno circundante. Está formado por areniscas y basalto, pudiéndose diferenciar dentro de este último litotipo 3 unidades de flujo (Fig. 7).

En la base del cerro afloran unos 10 m de una arenisca calcárea con estratificación entrecruzada tangencial y trazas fósiles. Por encima de ésta y luego de 3 m de derrubio se identificaron dos coladas de lava *pahoehoe*, de 13 m de potencia la inferior (unidad de

flujo 1) y 10,6 m la superior (unidad de flujo 2). La base de la unidad de flujo 1 está cubierta por detritos, por encima se observaron 8 m de basalto con un juego de diaclasas subhorizontales, las cuales tienen una separación de 1 a 5 cm entre sí; luego siguen 4 m de basalto con un juego de diaclasas subhorizontales separadas 5 cm, con el que se interceptan dos juegos de diaclasas verticales. Debido a esto, en escasos sectores se forman bloques prismáticos, siendo el último metro de esta unidad vesicular.

La unidad de flujo 2 comienza con 1 m de basalto vesicular, vesículas que se agrupan en unidades de 30 cm de espesor (promedio), superpuestas. Estas unidades tienen un rumbo aproximado N-S. El basalto toma carácter masivo hasta los últimos 2 m, en los cuales se observaron cilindros de vesículas, mayormente verticales y en menor medida horizontales.

Sobre la unidad de flujo 2 yace una capa de espesor variable (0,40 m en promedio) de arenisca con clastos de basalto.

Por último, cubriendo a la arenisca se encuentra una colada de lava (unidad de flujo 3), descripta con el Grupo Coyocho.

Las rocas sedimentarias basales (Fm. Puesto Barros) fueron primeramente asignadas al Plioceno (González Díaz 1972a) y luego con dudas al Mioceno (González Díaz 1979, Núñez 1976a). Sobre la base de las estructuras y trazas fósiles que contienen, en este trabajo se sugiere incluirlas en el Paleoceno por correlación con las sedimentitas aflorantes en los cerros El Cenizo y El Penepe, distantes 4 y 8 km respectivamente. Las rocas volcánicas del cerro El Gato fueron asignadas al Plioceno superior (Fm. El Cenizo de González Díaz 1972a) y Mioceno, Fm. Palao Co (Núñez 1976a, González Díaz 1979).

4.2.2 Grupo Coyocho (Mioceno)

Basalto El Cenizo

Se incluyen en esta unidad litoestratigráfica, las unidades de flujo 2 a 9 del cerro El Cenizo, 3 del cerro El Gato y 2 del cerro El Penepe (Fig. 2 y 7). Previamente estas coladas fueron asignadas al Plioceno superior (Fm. El Cenizo de González Díaz 1972a) y al Mioceno, Fm. Palao Co (Núñez 1976a, González Díaz 1979).

La unidad de flujo 2 del cerro **El Penepe** es una colada de lava basáltica tipo *pahoehoe* de 18 m de potencia. Casi en su totalidad es de carácter masivo (menos del 5% de vesículas) y está afectada en su mitad inferior por un juego de diaclasas subhorizontales y en la mitad superior por dos juegos verticales, mientras que en el último metro de la colada la roca es vesicular.

En el cerro **El Cenizo** el Grupo Coyocho está representado por las unidades de flujo 2 a 9.

Unidad de flujo 2. Colada *pahoehoe* de 3 m de espesor; en los 40 a 80 cm basales el basalto es rojizo y vesicular, las vesículas están rellenas por carbonatos y sílice. Continúa con 2,30 m de basalto más masivo que el anterior (5-7 % de vesículas), con vesículas de 1 a 3 cm de diámetro. En este sector se observa una cavidad de 2 m de largo por 1 m de alto, que podría corresponder a un túnel de lava cuya dirección sería N20°E. Esta unidad finaliza con 30 cm de basalto vesicular.

Unidad de flujo 3. Colada *pahoehoe* de 2,50 m de espesor, comienza con 20 cm de basalto vesicular, sobre el que se observó 1,80 m de basalto masivo. Los últimos 50 cm son de basalto vesicular color morado pasando a rojizo en algunos sectores y presenta vesículas orientadas en su superficie con dirección N-S.

Unidad de flujo 4. Colada de lava *pahoehoe* de 2,90 m de potencia. La base de esta colada está cubierta, los primeros 2,50 m aflorantes son de basalto masivo con disyunción columnar dada por dos juegos de diaclasas verticales y uno horizontal, presentando las diaclasas horizontales una separación entre sí de 20 a 30 centímetros. Esta unidad finaliza con 40 cm de basalto vesicular.

Unidad de flujo 5. Colada de lava *pahoehoe* de 2,30 m de potencia. En los 30 cm basales la roca es rojiza y tiene vesículas estiradas; le sigue 1 m de basalto masivo dentro del cual se desarrolló una cavidad de 1,20 m por 0,50 m que correspondería a un túnel o dedo de lava orientado N330°. La unidad concluye con 1m de basalto vesicular.

Unidad de flujo 6. Colada de lava *pahoehoe* de 2,80 m de potencia. La unidad comienza con unos 30 cm de basalto vesicular rojizo, al que sigue 1,50 m de basalto con diaclasas subhorizontales y cilindros de vesículas. Concluye con 1 m de roca vesicular.

Unidad de flujo 7. Colada de lava *pahoehoe* con un espesor de 2,80 metros. Se inicia con 30 cm de roca vesicular, luego 1,50 m de basalto con diaclasas subhorizontales y cilindros de vesículas y concluye con 1 m de basalto vesicular.

Unidad de flujo 8. Colada de lava *pahoehoe* de 2,80 m de espesor. Los 30 cm basales son vesiculares, seguidos por 1,50 m de basalto con cilindros de vesículas y diaclasas subhorizontales. La unidad termina con 1 m de basalto vesicular.

Unidad de flujo 9. Colada de lava *pahoehoe* con una potencia de 2,80 metros. Comienza con 30 cm de basalto vesicular, al que le sigue 1,50 m de basalto con diaclasas subhorizontales y cilindros de vesículas. Concluye con aproximadamente 1m de basalto vesicular.

La unidad de flujo 3 del cerro **El Gato** está compuesta por una colada de lava *pahoehoe* de 15 m de potencia. El primer metro de esta unidad es vesicular y se divide en tres niveles de aproximadamente 33 cm cada uno. El inferior y el superior son de color morado, el central es de color rojizo y tiene vesículas orientadas en su superficie con dirección E-O (sentido de estiramiento hacia el este). En los siguientes 10 m de basalto se identificaron tres juegos de diaclasas, uno horizontal y dos verticales, que se unen y forman bloques prismáticos. A esto se le superponen 4 m de basalto masivo, dentro del cual se presentan capas de vesículas subhorizontales con desviaciones hacia arriba y hacia abajo (onduladas). Estas últimas serían capas de vesículas según se observó en los bloques erosionados, los cuales posibilitaron observaciones en tres dimensiones.

4.2.3 Grupo Chapúa (Plioceno - Pleistoceno inferior). (Época eruptiva Chapualitense superior (Plioceno superior - Pleistoceno inferior))

Bermúdez (1988) y Muñoz *et al.* (1989) obtuvieron una edad (método K-Ar, roca total) de $1,7 \pm 0,4$ Ma para las rocas basálticas de un centro eruptivo ubicado al oeste del volcán Nevado. Por otra parte, Inbar y Risso (2001) a partir de estudios geomorfológicos, asignaron una edad de entre 1 y 2 Ma a los grupos de cerros Titrinca y Guadaloso ubicados al ONO del Nevado y al ENE del Payún Matru, respectivamente. Comparando la descripción de estos autores y las observaciones de campo efectuadas durante esta tesis, se infiere que el nivel de erosión de aquellos centros eruptivos es similar al observado en los volcanes Escorial, Loma Jagüel del Moro, Los Corrales, Del Chivo, Morado 2, El Oscuro, Negro (1, 2 y 3), El Peludo, El Lindero, Agua de Torres, Puntudo, Amarillo, Tordillo, La Negra, Chato segundo y Chato, estudiados aquí. Estas características morfológicas

similares son usadas para asignarlos a la época eruptiva Chapualitense superior con una edad comprendida entre el Plioceno superior y Pleistoceno inferior; litoestratigráficamente se los agrupa en la unidad **Basalto Agua de Torres**.

Se describe además, dentro de la época eruptiva Chapualitense superior, otro grupo de cerros (Los Carrizales, Morado 1, Tapa, Huanul, Morado 3 y Rial), cuyas rocas muestran un grado de erosión menor que el primer conjunto y se los incluye en la unidad litoestratigráfica **Basalto Los Carrizales**.

Basalto Agua de Torres

Cerro Agua de Torres

El cerro Agua de Torres está ubicado en el noroeste de la provincia de La Pampa a los 36° 22' de latitud sur y 68° 12' de longitud oeste (Fig. 2). Está compuesto por aglomerados y brechas volcánicas, diques y capas de lava. Los aglomerados y brechas tienen alto soldamiento, se disponen en los sectores superior y central de la elevación y forman capas de 1 a 2 m de espesor. En la zona cuspidal del edificio volcánico predominan las brechas y aglomerados con abundante matriz lapillítica. Los aglomerados contienen bombas con formas aerodinámicas y dentro de éstas son frecuentes los tipos en cintas y fusiformes, de hasta 1 m de diámetro la mayoría. Es de destacar la presencia de xenolitos félsicos de hasta 5 cm de diámetro dentro de los aglomerados y brechas. Los diques son de lava masiva y tienen direcciones variables pero en general radiales. Las capas de lava se presentan en niveles superpuestos de 40 cm de espesor mínimo, diferenciándose entre sí por el variable contenido de vesículas; se disponen perimetralmente al cerro.

Las rocas del cerro Agua de Torres fueron incluidas en el Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por González Díaz (1972a).

Cerro Escorial o Amarillo

Este cerro está ubicado 65 km al noroeste de la localidad de Puelén. a 37° 01' de latitud sur y 68° 13' de longitud oeste (Fig. 2). Morfológicamente es una elevación mesetiforme de contorno casi circular sin cráter, con una altura media de 30 m con respecto al terreno circundante, diámetro basal de 600 m y diámetro superior medio de 400 m. Está formado por diques de lava, fragmentos escoriáceos sueltos, trozos de coladas de lava basáltica y escasos aglomerados volcánicos. Los diques son de lava vesicular rojiza de 5 a 10 cm de espesor, inclinan de 40° a 90° con orientaciones variables pero en general

concéntricas. Por otra parte, es notable la presencia de: 1) tres grandes cárcavas y otras menores y 2) un bloque brechoso que aflora en una de las cárcavas, formado por lava vesicular incluyendo trozos más pequeños de escoria. Según observaciones de campo la erosión es la principal causante de que en el volcán Amarillo no exista cráter. La brecha aflorante en una cárcava pertenecería al conducto central (chimenea) de ascenso de magma. Los niveles vesiculares rojizos representarían diques alimentadores de lava (Bertotto 1997).

Las rocas del cerro Escorial fueron asignadas al Plioceno por Wichmann (1928), al Pleistoceno por Sobral (1942) y al Plioceno superior - Pleistoceno inferior por Bertotto (1997).

Cerro Loma Jagüel del Moro

El cerro Loma Jagüel del Moro se localiza en el límite entre las provincias de La Pampa y Mendoza, a los 36° 10' de latitud sur, 68° 14' de longitud oeste y 18 km al oeste de la localidad de La Humada (Fig. 2). Debido a su gran diámetro basal (3,2 km) con relación a la altura (100 m) se puede clasificar como volcán en escudo del tipo *scutulum*. Las laderas buzan de 3° a 7°. Está formado por coladas de lava y aglomerados piroclásticos de soldamiento alto (con y sin distinción de individuos). Las coladas son del tipo *pahoehoe* y representan el mayor volumen del cerro. Los aglomerados están compuestos por matriz y bombas aerodinámicas de hasta 1,5 m de largo mientras que en aquellos sectores donde no se distinguen los individuos (*spatter*), se disponen en capas de 5 cm de espesor promedio.

Anteriormente las rocas del cerro Loma jagüel del Moro fueron asignadas al Holoceno (Fm. El Mollar) por González Díaz (1972a).

Cerro Los Corrales

El cerro Los Corrales se localiza en el sureste del departamento Malargüe (provincia de Mendoza), unos 14 km al oeste del límite con la provincia de La Pampa. Su ubicación es 36° 11' de latitud sur y 68° 22' de longitud oeste (Fig. 2). Es un volcán del tipo compuesto, el núcleo está formado por capas de *cinder* y aglomerados piroclásticos de soldamiento alto sobre las que yacen coladas de lava *pahoehoe*. En la zona superior del cerro se hallaron diques radiales de basalto masivo. Los aglomerados tienen grado de soldamiento variable, contienen matriz lávica vesicular y bombas aerodinámicas de hasta 1,5 m de diámetro, las cuales son mayormente de formas esferoidales y en menor medida

en cintas y fusiformes. Los niveles de *cinder* alcanzan los 4 m de espesor e interiormente se distingue una estratificación grosera.

Las rocas del cerro Los Corrales fueron asignadas al Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por González Díaz (1972a).

Cerro Del Chivo

El cerro Del Chivo (o Del Chivato) se encuentra en la provincia de Mendoza a los 36° 10' de latitud sur y 68° 26' de longitud oeste y a unos 15 km de la localidad de Agua Escondida (Fig. 2). Está formado por capas de lava basáltica sobre las que yacen aglomerados volcánicos. Estos aglomerados en sectores pasan transicionalmente a brechas volcánicas debido a la presencia de bloques de basalto masivo similar al de las capas inferiores. La lava basáltica se dispone en niveles superpuestos de 80 cm de espesor, está afectada por diaclasas subhorizontales y erosión catafilar. Es notable también, la presencia de diques de lava de direcciones variables los que ocupan el sector más alto del cerro.

Las rocas del cerro Del Chivo fueron incluidas en la Formación Morado Alto (Pleistoceno) por González Díaz (1972a).

Cerro Morado 2

El cerro Morado 2 se localiza en la provincia de Mendoza a los 36° 5' de latitud sur y 68° 29' de longitud oeste (Fig. 2). Es un volcán del tipo compuesto, formado por aglomerados volcánicos de soldamiento medio a alto, brechas volcánicas y lava masiva. En la zona basal sureste del centro eruptivo se halló una capa de 10 m de aglomerados volcánicos sobre la que yace un nivel de 4 m brechas volcánicas y sobre éste un estrato de lava basáltica masiva de aproximadamente 25 m, aunque cabe aclarar que los espesores son aproximados y varían lateralmente. En el sector central del edificio volcánico, los aglomerados se disponen en capas de rumbo promedio E-O y buzamiento de 30° hacia el exterior del volcán. La cima del cerro está ocupada por aglomerados volcánicos con alto soldamiento. Dentro de los niveles de aglomerados se hallaron bombas con formas aerodinámicas y escasos xenolitos félsicos. Se identificaron diques de lava masiva intruyendo niveles de aglomerados y brechas, diques que tienen dos direcciones predominantes: N30°O y N60°E.

Las rocas del cerro Morado 2 fueron incluidas en el Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por González Díaz (1972a).

Cerro El Oscuro

El cerro El Oscuro está ubicado en la provincia de Mendoza a los 36° 01' de latitud sur y 68° 22' de longitud oeste (Fig. 2). Se trata de un volcán del tipo compuesto, está formado por niveles de lapilli, aglomerados volcánicos y lava masiva. Los sectores basales del centro eruptivo están ocupados por capas de lapilli con grado de soldamiento variable pero en general bajo a medio. Estas capas tienen hasta 3 m de potencia y se superponen formando paquetes de mayor espesor con un buzamiento medio de 36° hacia el exterior del volcán. Dentro de estos niveles se hallaron escasas bombas con formas aerodinámicas y un lente de ceniza volcánica de 20 cm de espesor y unos 3 m de largo sin continuidad aparente. En la cima del cerro se halló un aglomerado volcánico (con distinción de individuos) que pasa transicionalmente a brecha volcánica y lapillita con alto grado de soldamiento, que posiblemente correspondan al relleno del conducto central de ascenso de magma. La lava masiva se presenta en forma de coladas, diques radiales y filones capa.

Las rocas que constituyen el aparato volcánico del cerro El Oscuro fueron asignadas al Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por (González Díaz 1972a), en tanto que este mismo autor incluyó con dudas a las coladas de lava adyacentes al mismo cerro en el Plioceno superior (Fm. El Cenizo).

Cerro Negro 3

Este centro eruptivo se halla en la provincia de Mendoza a los 36° 2' de latitud sur y 68° 23' de longitud oeste (Fig. 2). Está formado por aglomerados volcánicos y lava masiva. Los aglomerados volcánicos contienen bombas de hasta 1,5 m de largo, las formas son aerodinámicas, mayormente en cintas y fusiformes. La lava masiva forma diques y una colada terminal. Esta colada se observó en el tope del cerro, donde presenta erosión catafilar y contiene escasos xenolitos félsicos. Los diques tienen direcciones variables y buzamientos que van de 47° a 90°.

Las rocas que constituyen el edificio volcánico del cerro Negro 3 fueron asignadas al Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por (González Díaz 1972a). Las rocas de este cerro apoyan sobre rocas riolíticas de la Formación Los Corrales (Pérmico superior) de González Díaz (1972a) y sobre basaltos asignados al Plioceno (Fm. El Cenizo) por González Díaz (1972a).

Cerro El Peludo

El cerro El Peludo se localiza en la provincia de Mendoza a los 36° 14' de latitud sur y 68° 18' de longitud oeste (Fig. 2). Forma junto con los centros eruptivos El Lindero y Los Corrales un lineamiento con dirección promedio N40°O. Está formado por aglomerados volcánicos, brechas volcánicas y lava masiva. Los aglomerados volcánicos tienen alto soldamiento, están compuestos por una matriz vesicular y bombas de hasta 40 cm con formas de cintas, cilíndricas y aerodinámicas en general. En algunos sectores el aglomerado pasa de manera transicional a brecha volcánica. Esta última se ubica principalmente en la zona superior central del cerro presumiblemente como relleno del conducto principal de ascenso de magma. Se hallaron escasos xenolitos félsicos de tamaños menores a 2 cm incluidos en la brecha; en el contacto con el basalto presentan un halo de alteración. La lava masiva constituye diques de direcciones variables pero en general radiales y con buzamientos próximos a 90°.

Las rocas del cerro El Peludo fueron asignadas al Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por (González Díaz 1972a).

Cerro El Lindero

Este centro eruptivo se halla en la provincia de Mendoza entre los cerros Los Corrales y El Lindero. Su ubicación es 36° 14' de latitud sur y 68° 20' de longitud oeste (Fig. 2). Está formado por un aglomerado volcánico que apoya sobre una brecha volcánica. El aglomerado tiene alto grado de soldamiento y consta de una matriz vesicular y bombas con morfologías aerodinámicas, en algunos sectores y debido al pequeño tamaño de los piroclastos, esta unidad pasa a lapillita. La brecha volcánica está fuertemente soldada y ocupa el sector centro-superior de la elevación.

Las rocas del cerro El Lindero fueron asignadas al Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por González Díaz (1972a).

Cerro Negro 1

Esta elevación se localiza en la provincia de La Pampa a los 36° 9' de latitud sur y 68° 12' de longitud oeste (Fig. 2). Está compuesto por aglomerados volcánicos, brechas volcánicas y lava masiva. Los aglomerados volcánicos tienen alto grado de soldamiento y están formados por una matriz vesicular y bombas de formas aerodinámicas en general, siendo notable la presencia de bombas en cintas. Las brechas contienen bloques de hasta

30 cm de largo. La lava masiva se presenta en forma de diques y coladas. Los diques tienen buzamientos próximos a 90° y direcciones variables pero que pueden agruparse en dos principales: 1) N-S a N20°E y 2) E-O a N50°O. Las coladas son del tipo *pahoehoe*, una de estas cubre una superficie de entre 65 y 70 km² (Fig. 2).

Las rocas de este cerro fueron asignadas al Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por González Díaz (1972a).

Cerro Negro 2

El cerro Negro 2 se encuentra ubicado en el extremo noroeste de la provincia de La Pampa a los 36° 4' de latitud sur y 68° 17' de longitud oeste (Fig. 2). Su cima constituye el punto geográfico más alto de esta provincia. Está formado por lava masiva y aglomerados y brechas volcánicas de alto soldamiento con distinción de individuos. Los aglomerados volcánicos contienen una matriz vesicular y bombas generalmente de hasta 1 m de diámetro, aerodinámicas, mayormente en forma de cintas y fusiformes. En varios sectores y debido al pequeño tamaño de los piroclastos, esta unidad pasa a lapillita. Las brechas contienen bloques de hasta 35 cm de largo. La lava masiva forma diques y varias coladas terminales del tipo *pahoehoe*. Los diques tienen buzamientos próximos a 90° y direcciones variables que pueden agruparse en dos principales; 1) N30°E a N50°E y 2) N34°O a N50°O.

Las rocas del cerro Negro 2 fueron asignadas al Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por González Díaz (1972a).

Cerro Puntudo

El cerro Puntudo se localiza en la provincia de La Pampa, próximo al límite con la provincia de Mendoza y 17 km al oeste de la localidad de La Humada. Su ubicación es 36° 22' de latitud sur y 68° 12' de longitud oeste (Fig. 2). Morfológicamente se trata de una elevación de forma cónica sin cráter. Está formado por coladas de lava *pahoehoe* y por un aglomerado volcánico con alto grado de soldamiento y distinción de individuos. Éste se dispone ocupando la cúspide del cerro, está compuesto por bombas en cintas, fusiformes y escoriáceas contenidas por una matriz de lava vesicular. Las coladas de lava están desconectadas del sector central del cerro y muestran los efectos de erosión catafilar, en lajas y columnar, el espesor mínimo es en general de 4 metros.

Las rocas del cerro Puntudo fueron asignadas al Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por González Díaz (1972a).

Cerro La Negra o Negra Muerta

Este cerro se localiza en la provincia de La Pampa, 23,5 km al sudoeste de la localidad de La Humada. Su ubicación es 36° 25' de latitud sur y 68° 11' de longitud oeste (Fig. 2). Morfológicamente se trata de una elevación de forma irregular sin cráter, sus taludes buzan entre 4° y 9°. Está compuesto por aglomerados volcánicos de alto soldamiento con distinción de individuos, diques radiales y una colada de lava *pahoehoe*. Los aglomerados se ubican en el sector cuspidal del cerro y están formados por una matriz lávica que contiene bombas cilíndricas, fusiformes, en cintas y escoriáceas de hasta 2,2 m de largo. Los diques radiales se observaron en dos sectores del cerro con direcciones N50°O y N-S.

Las rocas del cerro La Negra fueron asignadas al Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por González Díaz (1972a).

Cerro El Tordillo

El cerro El Tordillo se localiza en la provincia de Mendoza, 28 km al sudoeste de la localidad de La Humada, a los 36° 26' de latitud sur y 68° 18' de longitud oeste (Fig. 2). Morfológicamente es un conjunto de elevaciones irregulares sin cráter. Está formado por coladas de lava *pahoehoe* y aglomerados volcánicos de alto soldamiento con distinción de individuos. El aglomerado consta de una matriz y piroclastos que en general miden de 5 a 50 cm y presentan formas aerodinámicas. Las coladas de lava son del tipo *pahoehoe* y en general yacen sobre el aglomerado, sólo en sector norte del cerro se ubicó una colada que podría ser basal. En la zona superior de este centro eruptivo las unidades están afectadas por un juego (principal) de diaclasas de rumbo N38°E y otro secundario de escasa notoriedad con rumbo perpendicular al juego principal.

Las rocas del cerro El Tordillo fueron asignadas al Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por González Díaz (1972a).

Cerro Amarillo

El cerro Amarillo se localiza en la zona limítrofe entre las provincias de La Pampa y Mendoza, aunque mayormente dentro de esta última. Dista 23 km al oeste de la localidad

de La Humada y su ubicación es 36° 24' de latitud sur y 68° 15' de longitud oeste (Fig. 2). Se trata de una elevación de forma cómica sin cráter con laderas buzando entre 4° y 6°. Está integrado por aglomerados volcánicos de alto soldamiento (con distinción de individuos) y coladas de lava. Cabe destacar la presencia de xenolitos félsicos tanto en las coladas como en el aglomerado. El diámetro medio de los mismos es de 2 cm, hallándose algunos de hasta 10 cm de diámetro. Las coladas de lava son del tipo *pahoehoe* y están afectadas por erosión catafilar, además, en algunos sectores tienen diaclasas con rumbo medio N75°O. Los aglomerados volcánicos se disponen en el sector superior del cerro, están formados por una matriz lávica y bombas de hasta 1,5 m de diámetro, mayormente son fusiformes bipolares y en cintas y en menor medida cilíndricas y escoriáceas.

Las rocas del cerro Amarillo fueron asignadas al Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por González Díaz (1972a).

Cerro Chato segundo

Es una pequeña elevación ubicada en la provincia de Mendoza a los 36° 7' de latitud sur y 68° 29' de longitud oeste (Fig. 2). Está formado por coladas de lava y brechas volcánicas. Las coladas de lava ocupan el mayor volumen del centro eruptivo, son del tipo *pahoehoe* y se disponen en niveles superpuestos de 30 cm de espesor mínimo. En la base sur del cerro las coladas de lava fluyeron sobre rocas riolíticas de la Formación Los Corrales (Pérmico superior) de González Díaz (1972a). Las brechas volcánicas se hallan en el sector superior del cerro.

Las rocas del cerro Chato segundo fueron asignadas al Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por González Díaz (1972a).

Cerro Chato

El cerro Chato se localiza en la provincia de Mendoza próximo al límite con la provincia de La Pampa, a los 36° 7' de latitud sur y 68° 18' de longitud oeste (Fig. 2). Está formado por lava masiva y aglomerados volcánicos. La lava se presenta en capas con buzamientos de entre 30° y 40° periclinales al sector central, las cuales por su textura y disposición se infiere que podrían ser diques concéntricos. Los aglomerados volcánicos tienen alto grado de soldamiento, se ubican en la zona central superior del cerro y están formados por piroclastos desde tamaño lapilli a bomba. Éstas últimas son de formas aerodinámicas predominando las fusiformes de hasta 1,5 m de diámetro.

Las rocas del cerro Chato fueron asignadas al Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por González Díaz (1972a).

Basalto Los Carrizales

Cerro Los Carrizales

El cerro Los Carrizales se localiza en la provincia de Mendoza, 9 km al oeste del límite con la provincia de La Pampa, a los 36° 48' de latitud sur y 68° 21' de longitud oeste (Fig. 2). Morfológicamente se trata de una elevación de contorno casi circular sin cráter, de aproximadamente 50 m de diámetro superior, 170 m de diámetro basal y 15 m de altura. Los taludes externos tienen una inclinación de 7° a 12°. Está compuesto por coladas de lava y diques de lava vesicular. Las coladas de lava son del tipo *pahoehoe*, se disponen perimetralmente al cerro en la base del mismo y tienen 3 m de espesor mínimo. En la parte central de una de las coladas se observaron agrupamientos de vesículas, subhorizontales e inclinados, los que en tres dimensiones muestran terminaciones acunadas. Los diques de lava se disponen en el sector superior con las siguientes actitudes: N340°E/45°O, N20°E/44°O, N42°E/46°O, N45°E/47°O, N75°E/45°N, N325°E/40°O, N120°E/90° y N48°E/48°N. Tienen 10 cm de potencia individualmente y se superponen formando paquetes de mayor espesor. Se identificaron diques negros y diques rojos, en la cara superior de éstos últimos se observaron vesículas estiradas y en la inferior, proyecciones bulbosas e irregulares. Este volcán fue asignado al Holoceno (Fm. Puente) por Núñez (1976a).

Cerro Morado 1

Esta elevación se localiza en la provincia de Mendoza, próximo al límite con la provincia de La Pampa, distante 19 km al SO de la localidad de Chos Malal. Su ubicación es 36° 51' de latitud sur y 68° 21' de longitud oeste (Fig. 2). Morfológicamente es una elevación mesetiforme de contorno semicircular sin cráter. Tiene una altura media de 25 m con respecto al terreno circundante, el diámetro basal medio es de 260 m y el diámetro superior medio es de aproximadamente 45 m. Sus taludes externos buzan entre 11° y 17°. Está formado por coladas de lava, piroclastos y diques de lava vesicular.

Las coladas de lava (4 distinguibles) son del tipo *pahoehoe*, se disponen en los sectores basales ONO, NO y S, calculándose para las mismas un volumen total de 26.000 m³. En una de estas se observó un pequeño túnel o dedo de lava de aproximadamente 35

cm de ancho, 45 cm de largo y 10 cm de alto. Los piroclastos, en su gran mayoría, tienen un tamaño menor o igual a 10 cm y formas irregulares. Los diques de lava vesicular se localizan en el sector superior y en las laderas oeste y norte con dos direcciones principales de N45°E y N66°E a N70°E y buzamientos de entre 40° y 60°, tienen 10 cm de espesor medio y se superponen formando paquetes de mayor espesor. En algunos se observaron morfologías superficiales con indicaciones de fluidalidad (vesículas estiradas, extremos de las capas doblados).

Las rocas de este volcán fueron asignadas al Plioceno (Wichmann 1928), Pleistoceno (Sobral 1942) y Holoceno (Fm. Puente, Núñez 1976a).

Cerro Tapa

El cerro Tapa se localiza en la provincia de Mendoza, 20,5 km al oeste del límite con la provincia de La Pampa, a los 36° 51' de latitud sur y 68° 29' de longitud oeste (Fig. 2). Morfológicamente es una elevación anular (de contorno semicircular) con un cráter de 450 m de diámetro interno y una depresión central de aproximadamente 10 m con respecto al margen externo del cono. Está formado por coladas de lava *pahoehoe*, escasos piroclastos y diques de lava vesicular. La lava que forma el margen del cráter es de color gris oscuro a negro, su superficie es lisa y libre de asperezas y se presenta en unidades superpuestas de espesor variable. Se midió una unidad aflorante en el margen norte, su potencia (mínima ya que tiene la base cubierta) es de 3,30 m. Las coladas buzán entre 5° y 45° siempre hacia el exterior del cerro. Como nota particular, se observaron vesículas elongadas, rebordes y una estructura similar a un pequeño túnel o dedo (*toe*) de lava en las coladas del sector este del volcán. Los piroclastos son de formas irregulares y tienen un tamaño variable de 2 a 6 cm de diámetro. Se observaron dos grupos de diques, con rumbos de N350°E y N80°E y buzamientos de 44°E y 45°N, respectivamente. Los diques son de color rojo exteriormente y negro en su interior, tienen un espesor mínimo de 5 centímetros. Se observaron en la zona interna de los diques y en la cara externa superior, vesículas con elongación en la dirección de la inclinación de la capa. En la cara inferior se notan proyecciones irregulares y bulbosas. En el sector norte del cerro, en la superficie de una colada se hallaron varios xenolitos félsicos de hasta 36 cm de largo.

Las rocas de este cerro fueron asignadas al Holoceno (Fm. Puente) por Núñez (1976a).

Cerro Huanul

El centro eruptivo Huanul se localiza en la provincia de Mendoza, a los 37° 17' de latitud sur y 68° 32' de longitud oeste (Fig. 2). Es un volcán en escudo con un cráter de 3,9 km de diámetro medio y 20 m de altura sobre el terreno circundante. Está formado por coladas de lava y aglomerados volcánicos (en general con distinción de individuos). Las coladas de lava se ubican en el contorno e interior del cráter, son del tipo *pahoehoe* y contienen láminas y cilindros de vesículas. Incluidos en los últimos pulsos lávicos internos al edificio volcánico, se hallaron xenolitos ultramáficos con tamaños de hasta 4 centímetros. Los aglomerados volcánicos tienen soldamiento alto, están formados por matriz vesicular, bombas y *cinder*. Se disponen en capas con espesor mínimo de 2 cm, estos niveles se superponen soldándose entre sí y perdiendo el carácter individual. La mayoría de las capas de aglomerados tienen buzamientos de entre 40° y 45° hacia el exterior del centro eruptivo y orientaciones variables entre 36° y 65° al oeste.

Las rocas del cerro Huanul fueron asignadas al Pleistoceno (Chapualitense superior) por Holmberg (1962).

Cerro Morado 3

El cerro Morado 3 se localiza el extremo sureste del departamento Malargüe, provincia de Mendoza, a los 37° 27' de latitud sur y 68° 32' de longitud oeste (Fig. 2). El edificio volcánico es de forma cónica. Cabe destacar que una parte importante de la ladera sur fue erosionada por las aguas del río Colorado y en ese sector se pudieron observar detalles de la estructura interna del volcán. Está formado por aglomerados volcánicos de soldamiento bajo con distinción de individuos (*cinder*) y de soldamiento alto sin distinción de individuos (*spatter*), capas de ceniza, coladas y diques de lava. Los aglomerados volcánicos y las capas de ceniza se presentan en niveles de 0,4 a 4 m de espesor. Es común que entre los estratos de *cinder* y las capas de ceniza se produzcan transiciones de un tipo litológico a otro. El grado de soldamiento en las capas de ceniza es bajo, en tanto que en los aglomerados es bajo en el sector perimetral del cerro (niveles de *cinder*) y alto en las zonas central y cuspidal (niveles de *spatter*). Los *cinder* y las cenizas son en general muy vesiculares y de formas irregulares, las bombas son de formas aerodinámicas y en general fusiformes. Las coladas de lava son del tipo *pahoehoe* y tienen un espesor medio de 4 m. En la zona superior del cerro se hallaron dos grupos de diques los que corresponderían a zonas de salida de magma. Estos diques tienen orientaciones concéntricas en general y

buzamientos de 50° a 90°. En los aglomerados se hallaron rodados de las rocas de caja sedimentarias.

Las rocas del cerro Morado 3 fueron asignadas al Holoceno inferior a medio (Puentelitense) por Holmberg (1962).

Cerro Rial

Este centro eruptivo se halla en la provincia de Mendoza a los 37° 24' de latitud sur y 68° 39' de longitud oeste (Fig. 2). Morfológicamente se trata de una elevación de forma cónica, de unos 20 m de altura sobre el terreno y con laderas buzando entre 12° y 15°. Está formado por aglomerados volcánicos (con distinción de individuos), brechas volcánicas y coladas de lava. Los aglomerados tienen alto grado de soldamiento y constan de matriz lávica y bombas de formas aerodinámicas de hasta 1,5 m de diámetro. Se acumulan en estratos con buzamientos de entre 15° y 35°. Las brechas volcánicas se hallaron en la zona central del cerro, con buzamientos similares a los de las capas de aglomerado. Las coladas de lava de tipo *pahoehoe* se hallaron en la base del cerro, y se disponen en capas con buzamientos de entre 12° y 24°. Tanto en los aglomerados como en las brechas y coladas se hallaron xenolitos félsicos de hasta 20 cm de diámetro, afectados por metamorfismo de contacto producido por el magma encajante.

Las rocas del cerro Rial fueron asignadas al Holoceno inferior a medio (Puentelitense) por Holmberg (1962).

4.2.4 Grupo Puente (Pleistoceno)

El estudio de campo permitió distinguir dos grupos de centros eruptivos para la época eruptiva puentelitense, esta distinción se basa en el grado de erosión observado. El primer grupo (**Basalto La Blanca**) con mayor efecto de los agentes erosivos está integrado por los cerros La Blanca, La Yegua y El Águila. En tanto que los cerros El Pozo, De Díaz, Ñire Co, Agua Poca y Del Nido integran la unidad litoestratigráfica **Basalto Agua Poca** cuyas rocas muestran un grado de erosión menor que el primer conjunto.

Basalto La Blanca

Cerro La Blanca

El centro eruptivo La Blanca se localiza en la provincia de Mendoza a los 37° 25' de latitud sur y 68° 34' de longitud oeste (Fig. 2). Es una elevación elongada en sentido este-oeste, en la cual se reconoció un cráter de unos 40 m de altura, 600 m de diámetro basal y 550 m de diámetro superior. Sus taludes buzan entre 17° y 30°. Está formado por aglomerados volcánicos (con y sin distinción de individuos) y coladas de lava. Los aglomerados volcánicos tienen grados de soldamiento variable, están compuestos por matriz vesicular, bombas y *cinder*, disponiéndose en capas con un espesor mínimo de 2,5 cm y superpuestas formando paquetes de mayor espesor. En muchos casos estas capas se sueldan íntimamente perdiendo la identidad individual, pudiendo observarse en un sector del cerro una superposición de niveles de aglomerados que alcanza los 8 metros. La mayoría de los buzamientos de las capas de aglomerados son de entre 10° y 25°. Es frecuente hallar en los aglomerados rodados de las rocas de caja sedimentarias. Las coladas serían terminales y del tipo *pahoehoe*.

Las rocas del cerro La Blanca fueron asignadas al Holoceno inferior a medio (Puentelitense) por Holmberg (1962).

Cerro La Yegua

Este cerro está ubicado en la provincia de Mendoza a los 37° 24' de latitud sur y 68° 38' de longitud oeste (Fig. 2). Se trata de una elevación con forma de cono truncado, sus taludes externos buzan entre 25° y 27° y el cráter está cubierto por materiales de derrumbe. Está formado por aglomerados volcánicos (con distinción de individuos) de soldamiento medio a alto y capas de *cinder*. Los aglomerados volcánicos están integrados por matriz vesicular y bombas. En general se disponen con estratificación grosera en capas de 10 cm a 6 metros. La mayoría de las capas de aglomerados tienen buzamientos de entre 10° y 30°. Las capas de *cinder* no presentan soldamiento y ocupan un volumen importante en la base del volcán, hacia la parte superior del cerro adquieren preponderancia los niveles de piroclastos más soldados entre sí y la presencia de bombas. Estas son de formas aerodinámicas, mayormente fusiformes y con tamaños de hasta 50 centímetros. En la zona superior este del cerro se observó un nivel de aglomerado de alto soldamiento (con distinción de individuos) y erosión columnar. En la base norte del centro eruptivo aflora una colada de lava del tipo *pahoehoe*.

Las rocas del cerro La Yegua fueron asignadas al Holoceno inferior a medio (Puentelicense) por Holmberg (1962).

Cerro El Águila

El centro eruptivo El Águila se localiza en la provincia de Mendoza a los 37° 24' de latitud sur y 68° 40' de longitud oeste (Fig. 2). Morfológicamente es un conjunto de elevaciones cuyos taludes externos buzan entre 20° y 33°. Está formado por aglomerados volcánicos y lava masiva. Los aglomerados volcánicos tienen soldamiento medio a alto y están compuestos por matriz vesicular, bombas y *cinder*. Se disponen en capas con buzamientos de entre 20° y 35° y espesores mínimos de 5 cm, aunque en algunos sectores se identificaron niveles de 6 m sin estratificación interna. Las bombas tienen formas aerodinámicas y un diámetro máximo de 50 centímetros. En los aglomerados se hallaron xenolitos félsicos. La lava masiva se dispone en capas de 1 a 2 m de espesor las cuales yacen sobre los niveles de aglomerado.

Las rocas del cerro El Águila fueron asignadas al Holoceno inferior a medio (Puentelicense) por Holmberg (1962).

Basalto Agua Poca

Cerro Agua Poca

El centro eruptivo Agua Poca se localiza en la provincia de la Pampa, 60 km al noroeste de la localidad de Puelén y a los 37° 1' de latitud sur y 68° 7' de longitud oeste (Fig. 2). Está formado por dos elevaciones mayores y dos menores, la de mayor tamaño se denomina Agua Poca, la intermedia Cerro Chico y las de menor tamaño son Loma Sur y Loma Oeste. Agua Poca, presenta forma de cono aportillado con una abertura en la ladera sur, tiene 70 m de desnivel con respecto al terreno circundante y 50 m de altura media desde la cima hasta el piso del cráter. Los diámetros medios, de la planta externa y del cráter volcánico, son de 650 y 280 m respectivamente. Los faldeos externos tienen una inclinación de entre 21° y 27°, y los internos entre 28° y 35°. Está constituido por una alternancia de niveles de aglomerados volcánicos de alto soldamiento sin distinción de individuos (*spatter*) y aglomerados volcánicos de bajo soldamiento (*cinder*), con capas de 0,2 a 2 m de espesor y buzamientos de 5° a 16° hacia el exterior del cerro. Existen escasas bombas y bloques aislados, sin soldar, cuyos tamaños varían entre 6,5 y 200 cm de largo. El material piroclástico que forma las capas de *cinder* es mayoritariamente escoriáceo y

presenta un grado de soldadura bajo a muy bajo. Los niveles de *spatter* son de 0,1 a 0,3 m de espesor cada uno, en general superpuestos formando paquetes de mayor espesor. Cerro Chico es una lomada elongada, orientada según N61°E, que hacia el OSO se une con el cerro Agua Poca. Tiene aproximadamente 330 m de largo por 150 m de ancho en la base y se eleva 25 m sobre el terreno circundante. Sus faldeos inclinan entre 11° y 23°. Está constituido principalmente por bombas sin soldar y en menor medida por aglomerados volcánicos de alto soldamiento (*spatter*). Desde la base y con una potencia de 12,50 m se presenta una sucesión de bombas sobre las cuales se apoya un estrato de aproximadamente 0,50 m de espesor, formado por unidades superpuestas de *spatter*; por encima de estas unidades y hasta el tope del cerro existe una sucesión de bombas. Es de notar la menor proporción de vesículas y el mayor tamaño de las bombas de Cerro Chico con respecto a las del cerro Agua Poca. La elevación denominada Loma Sur (LS) (Fig. 2) se encuentra ubicada 300 m hacia el SO del cerro Agua Poca. Presenta forma de domo, tiene 3 m de altura sobre el terreno circundante y 150 m de diámetro en la base, estando compuesta por bombas de morfologías similares a las presentes en el Cerro Chico. El tamaño de los piroclastos varía de 4 a 200 cm de diámetro máximo. En el cerro Agua Poca son dominantes las bombas fusiformes, en Loma Sur predominan las bombas en cintas y en Cerro Chico se presentan ambos tipos de bombas. Al pie del faldeo oeste del cerro Agua Poca se localiza un pequeño promontorio de aproximadamente 3 m de altura por 100 m de diámetro, llamado Loma Oeste. Está constituido por trozos de lava cubiertos en gran medida por arena (Bertotto 1997).

En la abertura del cono y en el sector superior noreste de Agua Poca, se hallaron xenolitos ultramáficos y en la parte superior este se identificaron xenolitos corticales (granitoides) dentro de *spatter*. Las inclusiones ultramáficas se hallan principalmente en una colada terminal en la abertura sur del volcán y dentro de *spatter* y en menor medida en *cinder* y bombas sin soldar.

Las rocas del centro eruptivo Agua Poca fueron asignadas al Plioceno por Wichmann (1928), al “Post-Pleistoceno” por Sobral (1942) y al Pleistoceno por Bertotto (1997).

Cerro El Pozo

El centro eruptivo El Pozo (o Del Pozo) se encuentra ubicado en la provincia de Mendoza a los 37° 23' de latitud sur y 68° 39' de longitud oeste (Fig. 2). Es una elevación con forma de cono truncado cuyos taludes externos buzanan entre 24° y 37°, con dos muescas en las paredes del edificio volcánico que no llegan a la superficie. Estas muescas se alinean según la dirección N70°O, presumiéndose que esta orientación se originó a partir de la misma fractura que controló las emisiones de lava formadoras del cono. El cráter tiene unos 250 m de diámetro interno y 350 m de diámetro basal. Está constituido por aglomerados volcánicos de alto soldamiento (con y sin distinción de individuos) y capas de *cinder*. Los aglomerados están compuestos por matriz lávica y bombas, se disponen en capas de 15 cm a 1 m de espesor, periclinales al conducto central y con buzamientos de entre 20° y 40°. Las bombas tienen formas aerodinámicas habiéndose identificado fusiformes, esferoidales y en cintas de hasta 30 centímetros. Los *cinder* son escoriáceos y se disponen en capas de espesores y buzamientos similares a las de aglomerado. Los aglomerados volcánicos tienen un grado de soldamiento mayor que las capas de *cinder* observándose que en general las secuencias terminan con los niveles de mayor soldamiento. En los aglomerados se hallaron rodados de las rocas de caja sedimentarias.

Las rocas del cerro El Pozo fueron incluidas en el Holoceno inferior a medio (Puentelicense) por Holmberg (1962).

Cerros De Díaz

Estos cerros se ubican en la provincia de La Pampa entre las localidades de La Humada y Agua Escondida (Fig. 2). Comprenden tres edificios volcánicos alineados según la dirección N45°O, estudiándose dos de ellos, ubicados a los 36° 14' de latitud sur y 68° 10' de longitud oeste (Fig. 2). Están formados por aglomerados volcánicos de alto soldamiento con distinción de individuos y coladas de lava. Los aglomerados están constituidos por una matriz de lava vesicular a lapillítica y bombas de formas aerodinámicas. Las coladas de lava son del tipo *pahoehoe*. En la base del cerro central se identificaron estructuras formadas por lava masiva que podrían corresponder a relleno de fracturas (diques) las cuales presentan buzamientos próximos a 90° y orientaciones de N20°E y N70°E.

Las rocas de los cerros De Díaz fueron asignadas al Pleistoceno (Fm. Morado Alto) por González Díaz (1972a).

Cerro Ñire Co

El cerro Ñire Co se localiza en la provincia de Mendoza, 13,5 km al oeste del límite con la provincia de La Pampa, a los 36° 57' de latitud sur y 68° 25' de longitud oeste (Fig. 2). Morfológicamente es una elevación de forma cónica, con un cráter de 90 m de diámetro interno que tiene una pequeña depresión central de 10 m con relación al margen externo del cono. Sus taludes externos buzan entre 20° y 32°. Tiene una altura media de 45 m con respecto al terreno circundante, el diámetro basal medio es de 350 m y el diámetro superior medio es de aproximadamente 120 metros. Está formado por niveles de lava tipo *spatter*, coladas de lava *pahoehoe* y en menor medida por piroclastos aislados sin soldar y diques de lava vesicular. La lava (*spatter*) que constituye la mayor parte del cerro, se presenta en unidades superpuestas de 40 cm de espesor mínimo cada una. En el sector basal del edificio volcánico afloran coladas de lava con varios túneles de 1 a 1,50 m de largo y 25 a 30 cm de alto. Los piroclastos tienen una superficie irregular y su diámetro mayor varía entre 1 y 20 centímetros. Generalmente los piroclastos son más vesiculares en su interior, se han observado en el sector central cavidades de hasta 2 cm de diámetro, con proyecciones aciculares hacia el centro del espacio vacío. En el sector superior norte y noroeste del cerro afloran tres grupos de diques de lava vesicular cuyas actitudes son: N90°E/30°S, N50°E/50°S y N185°E/30°E. El buzamiento es siempre hacia el centro del edificio volcánico. La cara superior de los diques presenta vesículas estiradas en la dirección de la inclinación de la capa y la zona inferior muestra pequeñas proyecciones bulbosas. En la zona interna se forman cavidades debido a la unión de varias vesículas. En la base de uno de los diques se localiza una depresión de 2,20 m de largo, 1,20 m de ancho y aproximadamente 1,80 m de alto, construida en la zona más vesicular del dique, con abundante relleno de material carbonático.

Este volcán fue asignado al Plioceno (Wichmann 1928), Pleistoceno (Sobral 1942) y Holoceno (Núñez 1976a).

Cerro Del Nido

El cerro Del Nido se encuentra ubicado a 36° 55' de latitud sur, 68° 15' de longitud oeste, 80 km hacia el noroeste de la localidad de Puelén (Fig. 2). Morfológicamente se trata de una elevación de forma cónica, con una muesca en el talud noroeste que no llega hasta el piso del cráter. Tiene una altura media de 40 m con respecto al terreno circundante, el diámetro basal es de 250 m y el diámetro del cráter es de 70 metros. Los taludes externos

buzan entre 16° y 38° y los internos entre 24° y 44°. Está formado principalmente por una intercalación de niveles de aglomerado volcánico de alto soldamiento sin distinción de individuos (*spatter*) y en menor medida de aglomerados de bajo soldamiento (*cinder*). Se observaron también piroclastos de proyección balística aislados y sin soldar, generalmente de formas aerodinámicas y tamaños mayores de 5 centímetros. Por otra parte, se destaca la existencia de diques de lava concéntricos, con fuerte inclinación hacia el centro del cráter y dispuestos en forma discordante con respecto a los niveles de aglomerado (Bertotto 1997).

Las rocas del centro eruptivo Del Nido fueron asignadas al Plioceno por Wichmann (1928), al “Post-Pleistoceno” por Sobral (1942) y al Pleistoceno por Bertotto (1997).

4.3 VOLCANOLOGÍA

4.3.1 Nomenclatura

La nomenclatura utilizada en la descripción de los componentes piroclásticos de los centros eruptivos es equivalente a la desarrollada por varios autores (Fisher 1961, 1966, Schmid 1981) y utilizada por Scasso y Limarino (1997) (Tabla 2). Sin embargo, cabe acotar que para los piroclastos de composición basáltica se emplean con frecuencia los términos *spatter* y *cinder*, términos que se utilizarán en el presente capítulo para comparar las observaciones de campo y las interpretaciones realizadas sobre el material aquí estudiado, con las correspondientes a las descripciones realizadas en volcanes activos. El vocablo *spatter* significa salpicadura de lava y dependiendo del tamaño de los piroclastos individuales es sinónimo de aglomerado-aglutinado de bombas o aglomerado-aglutinado de lapilli de alto soldamiento. Macdonald (1972) define *spatter* como “acumulación de fragmentos aplastados y soldados”. Por su parte Wolff y Sumner (2000) lo definen como depósito de piroclastos aplanados y Vergnolle y Mangan (2000) indican que las bombas *spatter* son piroclastos vítreos mayores a 64 mm que desarrollan formas fluidales. Wolff y Sumner (2002) lo consideran sinónimo de *agglutinate* (aglutinado), indicando que el depósito es un aglutinado o pila de *spatter* donde los contornos de las partículas son retenidos en parte. Con respecto al vocablo *cinder*, en este trabajo se la aplica según el criterio de Macdonald (1967) quien lo definió como “material expelido irregular de tamaño entre lapilli y bomba”, además indicó que es esencialmente sinónimo de *scoria* pero que este último término es aplicado también a costras de flujos de lava. Vergnolle y Mangan (2000) definen *scoria* como un piroclasto vítreo y poroso conteniendo entre 70 y 85% de espacios vacíos y Wolff y Sumner (2000) indicaron que *scoria* es un piroclasto con burbujas típicamente de varios mm de diámetro.

Tabla 2. Nomenclatura de los fragmentos, depósitos y rocas piroclásticas según Scasso y Limarino (1997).

TAMAÑO DE GRANO (mm)	FRAGMENTOS PIROCLÁSTICOS	NOMBRE DEL DEPÓSITO NO CONSOLIDADO	EQUIVALENTE LITIFICADO
	(redondeados o con forma fluidal)	(angulosos)	
grueso 256 ----- fino	bombas	bloques	aglomerado (de bombas) o brecha piroclástica
64 -----			aglomerado (de bombas) o brecha piroclástica
	lapilli	capa de lapilli	lapillita
2 -----			
grueso 1/16 ----- fino	ceniza	capa de ceniza	toba

4.3.2 Litofacies volcánicas

a) Aglomerados y brechas volcánicas

Según sugirieron Wolff y Sumner (2000) aglutinamiento, coalescencia y soldamiento post-depositacional son en parte un proceso continuo. Estos procesos dependerán de la temperatura y caudal de los piroclastos al caer, las variaciones de ellos nos darán depósitos desde *cinder* frágiles sin soldar a *spatter* de alto soldamiento sin diferenciación de individuos. En los distintos centros eruptivos, se observaron grandes variaciones del grado de soldamiento de los piroclastos y de la matriz que componen los aglomerados volcánicos, existiendo una gradación desde depósitos de menor temperatura (aglomerados de *cinder* de bajo soldamiento, a alta temperatura (aglomerados de *spatter* de alto soldamiento con coalescencia de los piroclastos y pérdida de formas individuales (Fig. 8-1 y 8-2). Un estado intermedio y muy frecuente en los centros estudiados es un aglomerado (a brecha) de alto soldamiento con una matriz de *spatter* y piroclastos con sus formas originales en ella (Fig. 8-3 y 8-4). A partir de estas gradaciones se describen a continuación los aglomerados volcánicos divididos en tres litofacies separadas por su grado de soldamiento y coalescencia de piroclastos.

a-1) Aglomerados de bajo soldamiento

Están formados mayormente por *cinder* frágiles de formas irregulares (no fluidales), y en menor medida por bombas fluidales o aerodinámicas y bloques (Fig. 8-1, 8-2, 8-4 y 8-

9). Se disponen en capas formando parte fundamental de los taludes de los edificios volcánicos. Estas capas alcanzan los 4 m de espesor y poseen una estratificación interna grosera, con formación de paquetes de mayor espesor por superposición de capas. El grado de soldamiento es variable pero en general oscila de nulo a medio, siendo siempre clasto-soportados y la mayoría de las veces carentes de matriz. Los piroclastos que forman las capas de *cinder* son mayoritariamente escoriáceos y rojizos, excepto en el cerro La Yegua donde son negros.

a-2) Aglomerados y brechas de alto soldamiento con distinción de individuos

Están constituidos por una matriz de *spatter* vesicular a masiva y piroclastos (Fig. 8-2, 8-3 y 8-4). Estos son generalmente bombas aerodinámicas y dentro de éstas son frecuentes los tipos fusiformes, en cintas, esferoidales, cilíndricas y escoriáceas de 5 cm hasta 2,2 m de largo, con características similares a las descritas para los piroclastos aislados sin soldar. Los depósitos se disponen en los sectores superior y central de las elevaciones formando capas de 2 cm a 2 m de espesor, que por superposición alcanzan hasta 8 m (ejemplo cerro Morado 3).

En todos los cerros observados son matriz soportados aunque el porcentaje de matriz es variable. En algunos sectores el aglomerado pasa transicionalmente a brecha de alto soldamiento, principalmente en las porciones centrales de los edificios volcánicos, estas brechas contienen bloques basálticos de hasta 35 cm de largo.

En la zona cuspidal de algunos edificios volcánicos predominan las brechas y aglomerados con abundante matriz lapillítica.

Es de destacar la presencia de xenolitos félsicos de hasta 20 cm de diámetro dentro de los aglomerados y brechas (Fig. 8-4), los cuales en el contacto con el basalto suelen presentar un halo de alteración por metamorfismo. Además, dentro de esta litofacies y en los volcanes próximos al río Colorado, se hallaron rodados de las rocas de caja sedimentarias.

a-3) Aglomerados de alto soldamiento sin distinción de individuos

La roca que forma esta litofacies está compuesta totalmente por *spatter*, ocupando los sectores perimetrales a la chimenea de ascenso de magma, formando parte de las paredes de los edificios volcánicos. Se disponen en capas de 0,2 a 2 m de espesor, intercaladas con niveles de aglomerados de bajo soldamiento (litofacies a-1), (Fig. 8-1).

b) Piroclastos sueltos

En los cerros estudiados el volumen de piroclastos aislados y sin soldar, de color rojo a negro (dependiendo del grado de oxidación de los minerales de hierro), es poco significativo. Sus tamaños están comprendidos entre 2 cm y 2 m, aunque la dimensión más frecuente fluctúa entre 5 cm y 1 m. Habitualmente se localizan en zonas perimetrales, sobre los faldeos externos de los edificios volcánicos. En su gran mayoría poseen formas aerodinámicas, dentro de éstas las más comunes son las bombas fusiformes bipolares y unipolares, en cintas y cilíndricas (Fig. 8-5 a 8-8).

Como rasgos típicos se pueden mencionar la presencia de estrías longitudinales, normalmente adquiridas al girar sobre sí mismas en su trayectoria aérea, encontrándose aún en estado plástico (Fig. 8-8); grietas transversales (y en varias direcciones), formadas cuando el piroclasto tiene el núcleo en estado plástico aunque no así su superficie (Fig. 8-6); desarrollo de zonación vesicular (Fig. 8-7); repliegues en el cuerpo del piroclasto, formados durante el vuelo debido a su estado plástico (Fig. 8-7); proyecciones discoidales, producidas al girar el piroclasto en vuelo (Fig. 8-5); curvaturas, posiblemente debidas al impacto de la bomba contra el suelo; variación en la coloración de un individuo, con interior negro y superficie rojiza o bandas alternantes rojizas y negras, debidas al repliegue de la bomba en el vuelo (Fig. 8-7).

c) Cenizas

Sólo se hallaron cenizas en dos centros eruptivos (El Oscuro y Morado 3). Esta se dispone en estratos lentiformes, en un caso de 20 cm a 4 m de espesor. Son depósitos no consolidados y con soldamiento muy bajo, aunque algunos sectores están parcialmente cementados por material carbonático secundario (Fig. 8-9). En ambos volcanes están interestratificados en niveles de *cinder* (litofacies a-1).

d) Coladas de lava

Las coladas de lava estudiadas son del tipo *pahoehoe*, en la mayoría de los cerros son terminales, aunque en el cerro El Tordillo un afloramiento en el faldeo norte podría corresponder a una colada de lava basal. Los espesores medidos van de 30 cm a 6 m para cada colada (Fig. 8-9).

Del total de localidades analizadas, únicamente tres no corresponden a centros eruptivos (El Penepe, El Cenizo y El Gato) y en ellos la elevación está compuesta por superposiciones de coladas de lava *pahoehoe* (Fig. 7). El centro eruptivo La Parva, el cual presenta un grado de erosión similar al de estas rocas, es el más cercano a esas tres localidades y, tiene además características petrográficas y geoquímicas afines, por lo que podría ser el centro emisor de estas coladas de lava.

En algunos casos (cerros Jagüel del Moro, Chato segundo, Tapa y Huanul) las coladas representan el mayor volumen del centro eruptivo.

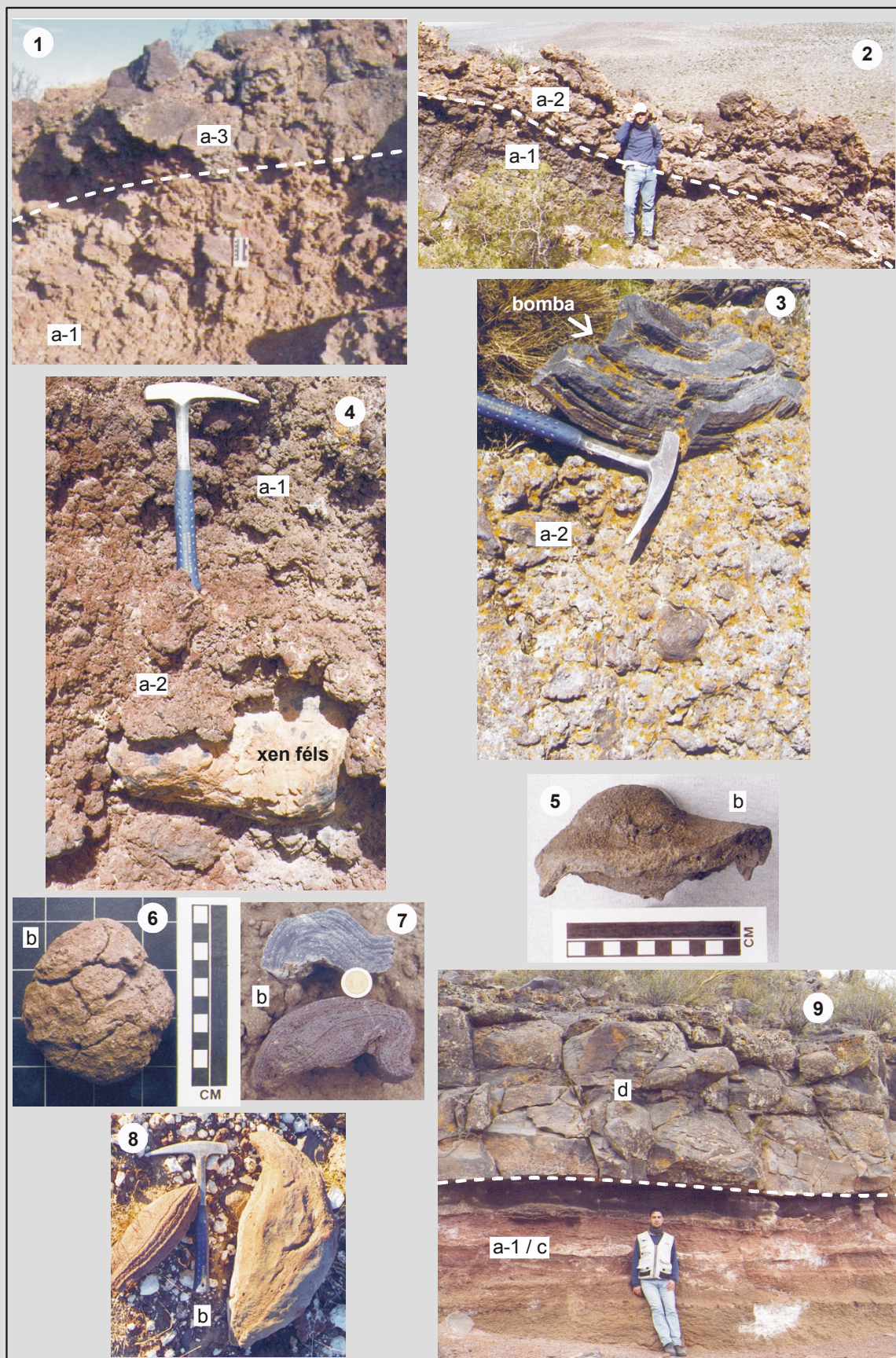
En los volcanes de la unidad litoestratigráfica Basalto Agua de Torres, las coladas de lava se hallan erosionadas, generalmente en forma de catáfilas, observándose bochones de roca basáltica masiva a escasamente vesicular de 1,5 a 2 m de diámetro, mientras que en otros casos muestran erosión en lajas y columnar.

Varias coladas contienen xenolitos félsicos y las del cerro Huanul son portadoras de xenolitos ultramáficos.

Macroscópicamente las coladas están formadas por una roca de color gris oscuro a negro con vesicularidad variable, desde muy alta en la superficie hasta casi nula en el sector medio. En la zona central de algunas de ellas se observaron agrupamientos de vesículas, subhorizontales e inclinadas (láminas y cilindros), los cuales en tres dimensiones muestran terminaciones acuñadas. Además, en varias localidades (Morado 1, Ñire Co, Tapa, El Cenizo) existen túneles de lava, desde 35 cm de ancho, conocidos como dedos de lava (*lava toes*) hasta de 2 m de ancho. Cabe acotar que en cercanías del cerro Agua Poca se describió el túnel de lava “Cueva de Halada”, el cual es un conjunto de galerías subterráneas que totalizan 295 m de longitud, con una altura de hasta 2,50 m y un ancho que fluctúa entre 4 y 15,60 m (Bertotto 1996b).

Figura 8 (página siguiente). Fotografías de las litofacies volcánicas descriptas: 1) contacto entre las litofacies a-1 (*cinder*) y a-3 (*spatter*) en el cerro Agua Poca, nótese la mayor erosión en el nivel de *cinder* debido al escaso soldamiento; 2) litofacies a-1 y a-2 en el cerro El Águila; 3) litofacies a-2 en el cerro La Negra se marca una bomba contenida en el aglomerado; 4) litofacies a-1 y a-2 en el cerro La Blanca con un xenolito félsico de aprox. 20 cm; fotos 5 a 8 litofacies b, 5) bomba con proyecciones discoidales; 6) bomba esferoidal con estrías en la corteza; 7) bomba en cintas replegada, con zonación vesicular; 8) bombas fusiformes bipolares con estrías longitudinales; 9) colada de lava (litofacies d) sobre intercalaciones de capas de *cinder* (litofacies a-1) y ceniza

(litofacies c) en el cerro Morado 3. En las fotos 1, 2 y 9 se marcan los contactos con una línea de trazos blanca.



4.3.3 Evolución volcanológica

Unidades de actividad volcánica

Fisher y Schmincke (1984) definieron una nomenclatura a ser aplicada en las erupciones volcánicas. Estos autores señalaron que una erupción puede ser dividida en distintas unidades de actividad volcánica según se indicó en la sección 4.1 de esta Tesis. A partir de las unidades de actividad volcánica descritas, los volcanes pueden ser divididos en monogenéticos y poligenéticos. Los volcanes monogenéticos son construidos por los productos generados en una erupción o en una fase eruptiva, mientras que los poligenéticos son los resultantes de, por lo menos, una época eruptiva. Los volcanes monogenéticos generalmente están compuestos por un único tipo de magma y, en la mayoría de los casos, tienen sólo un conducto por donde asciende el mismo. En cambio, los volcanes poligenéticos, involucran un complejo sistema de conductos de ascenso de magma y múltiples aberturas de salida o centros eruptivos adventicios. Además, es común que en la construcción de estos volcanes participe más de un tipo de magma (Cas y Wright 1987).

Los volcanes estudiados (todas las localidades excepto El Penepe, El Cenizo, El Gato donde sólo se hallaron coladas de lava, y La Parva y De la Laguna que son cuerpos subvolcánicos) serían monogenéticos por la homogeneidad del magma eruptado en cada uno de ellos y por las características simples de sus bocas de emisión. Además no existen indicios de erosión ni de formación de suelo entre sus unidades, es decir el tiempo transcurrido entre cada pulso eruptivo fue muy corto.

Generación de los depósitos

Según Head y Wilson (1989) en la mayoría de los tipos de piroclastos y de acumulaciones piroclásticas existe una relación entre la temperatura media de los piroclastos al caer y la velocidad de acumulación de los piroclastos y a partir de las combinaciones entre estos dos parámetros establecieron los depósitos factibles de encontrar. Teniendo en cuenta los depósitos hallados en los centros eruptivos aquí estudiados se estableció una ubicación aproximada de las fases eruptivas actuantes en ellos, dentro del diagrama velocidad de acumulación de los piroclastos vs. temperatura media de los piroclastos (Fig. 9).

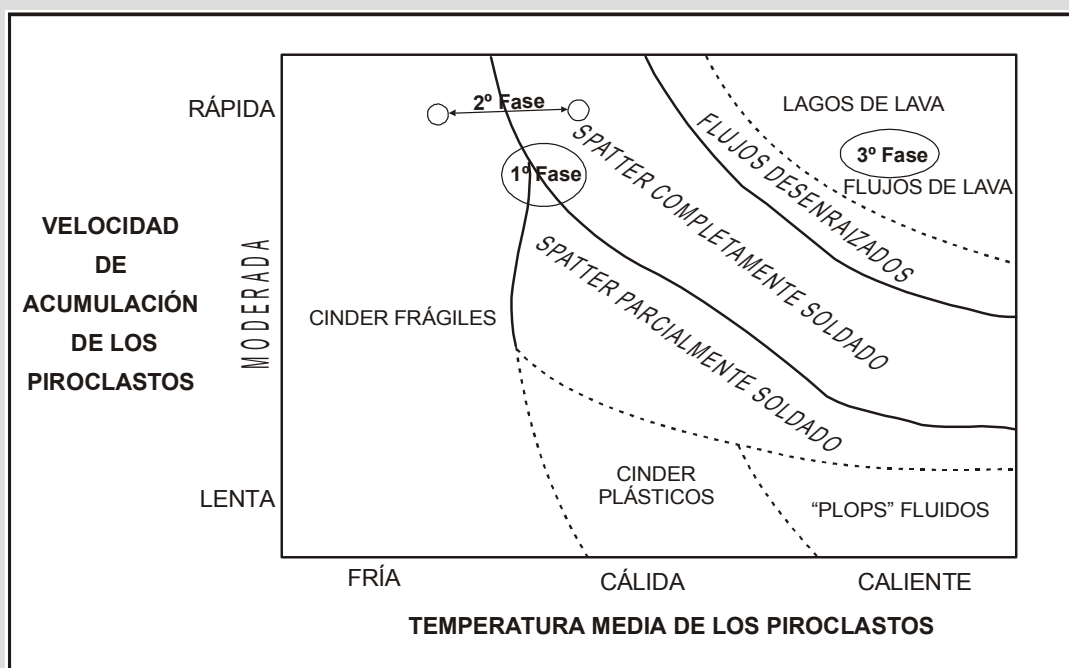


Figura 9. Diagrama velocidad de acumulación vs. temperatura media de los piroclastos (tomado de Head y Wilson 1989), con indicación de las probables posiciones de las tres fases identificadas en este estudio.

Head y Wilson (1989) describieron que la clásica fuente de lava hawaiana consiste de 3 partes: a) la interna o central, con alta densidad de clastos muy calientes, la mayoría de los cuales caen dentro del cono que rodea a la boca de emisión y se acumulan contribuyendo a la formación del lago de lava central; b) la parte intermedia de la fuente, portadora de piroclastos calientes que pueden caer sobre el borde del cono y formar un flujo desenraizado o permanecer sobre el tope del volcán como un depósito de *spatter* soldado; c) el sector externo de la fuente de lava, compuesto por *cinder* que, durante el vuelo, se enfrían lo suficiente como para comportarse en forma frágil al llegar al suelo (Fig. 10).

Sparks *et al.* (1997) señalaron que las geoformas que resultan a partir de actividad de fuentes de lava hawaiana típicamente tienen un núcleo consistente de un cono de *spatter* soldado. Por encima del cono de *spatter* hay un cono de *cinder* consistente de lava interestratificada, frecuentemente de origen clastogénico, y depósitos piroclásticos, con un borde aglutinado. Con el crecimiento del cono, el borde aglutinado comúnmente migra hacia fuera y luego hacia adentro de la ventana. Esta variación en la posición es causada por el aumento y decrecimiento de la fase eruptiva responsable de la geoforma. Finalmente, las lavas originadas del lago de lava o por coalescencia de *spatter* a partir de la fuente de lava, se extienden más allá del cono.

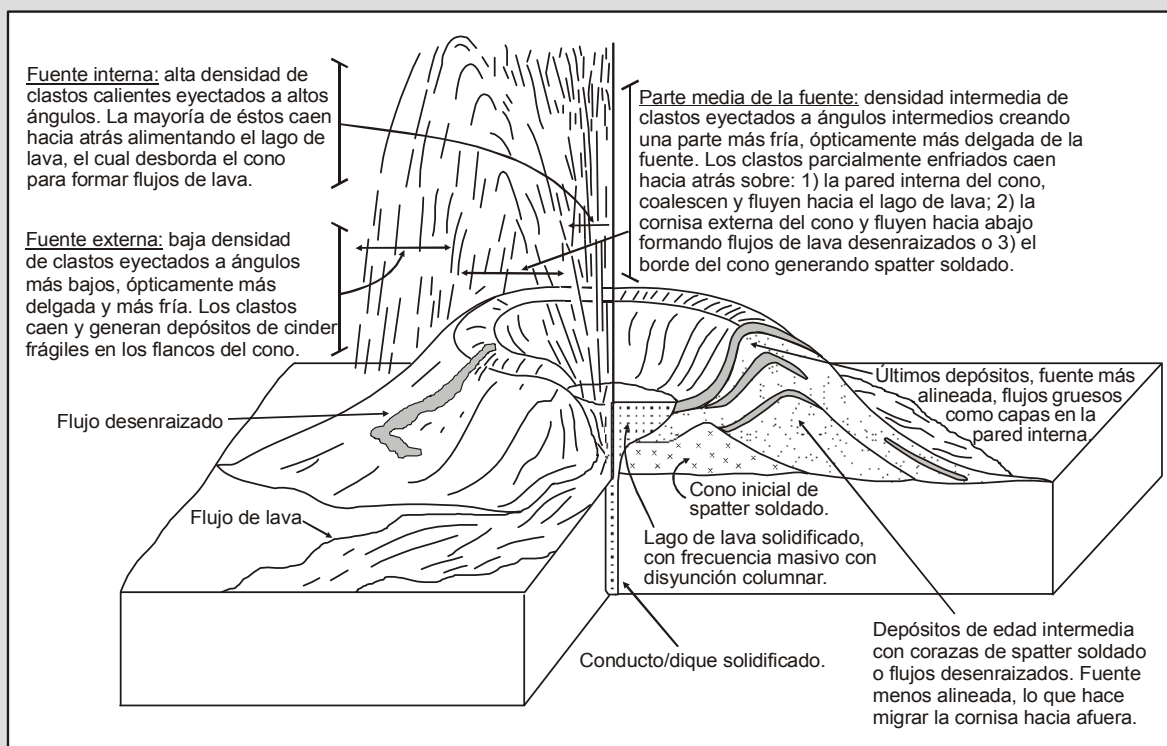


Figura 10. Estructura dinámica y rasgos resultantes de una fuente de lava (piroclástica) con sus depósitos y morfologías post-eruptivas (tomado de Head y Wilson 1989).

Fases eruptivas

Basándose en el trabajo de Head y Wilson (1989), en consideraciones de Sparks *et al.* (1997) y Wolff y Sumner (2000) y siguiendo la nomenclatura de unidades de actividad volcánica de Fisher y Schmincke (1984), se pudo establecer una secuencia eruptiva de los volcanes estudiados, descripta a continuación.

Fase eruptiva inicial: Comprende el conjunto de primeros pulsos, se infiere que existieron varios pulsos por las estratificaciones groseras de estos depósitos. Durante esta fase se depositaron aglomerados y brechas volcánicas de alto soldamiento con distinción de individuos (litofacies a-2) (Fig. 11).

Para la formación de los aglomerados y brechas volcánicas de alto soldamiento con distinción de individuos podría postularse que la matriz de *spatter* cayó desde sectores medios de una fuente de lava (Fig. 10) y los piroclastos incluidos en él de sectores un poco más elevados, lo cual les permitió enfriarse más durante el vuelo e impidió que perdieran su forma (que coalezcan) al caer; de todos modos, los dos componentes pudieron soldarse fuertemente por haber caído simultáneamente. Este soldamiento indica alta temperatura,

pero no lo suficientemente alta como para que los piroclastos pierdan su identidad (confróntese con los depósitos de *spatter*).

Fase eruptiva media o principal: Está compuesta por el conjunto de pulsos responsables de los depósitos de mayor volumen, que conforman sucesiones de capas de *cinder* y *spatter* (Fig. 11).

Los niveles de *cinder* habrían sido depositados a partir del sector externo de una fuente de lava hawaiana (Fig. 10) y los depósitos de *spatter* se habrían originado a partir de sectores medios de una fuente de lava (Fig. 10), según lo observado en erupciones modernas (Head y Wilson 1989). Otra posibilidad para la formación de *cinder* serían erupciones discretas estrombolianas, pero el hecho de que estos depósitos estén apoyados y subyaciendo a *spatter* sugiere que la oscilación en el grado de soldamiento se debe a la variable temperatura de caída, es decir, a una variación dentro de una fuente hawaiana (Fig. 9). En algunos cerros (Los Corrales, El Oscuro, La Yegua) se observaron capas de *cinder* de varios metros de espesor las que podrían haberse formado a partir de erupciones aisladas estrombolianas, origen que podría también explicar las capas de ceniza de los cerros Morado 3 y El Oscuro.

Fase eruptiva final: Comprende el conjunto de pulsos finales que generó coladas de lava, depósitos de *spatter* y bombas aisladas sin soldar. Esto podría deberse a que hacia el final de la erupción aumentó la relación magma/gas, con lo cual el ascenso y salida de magma fue menos explosivo generándose los depósitos nombrados (Fig. 11).

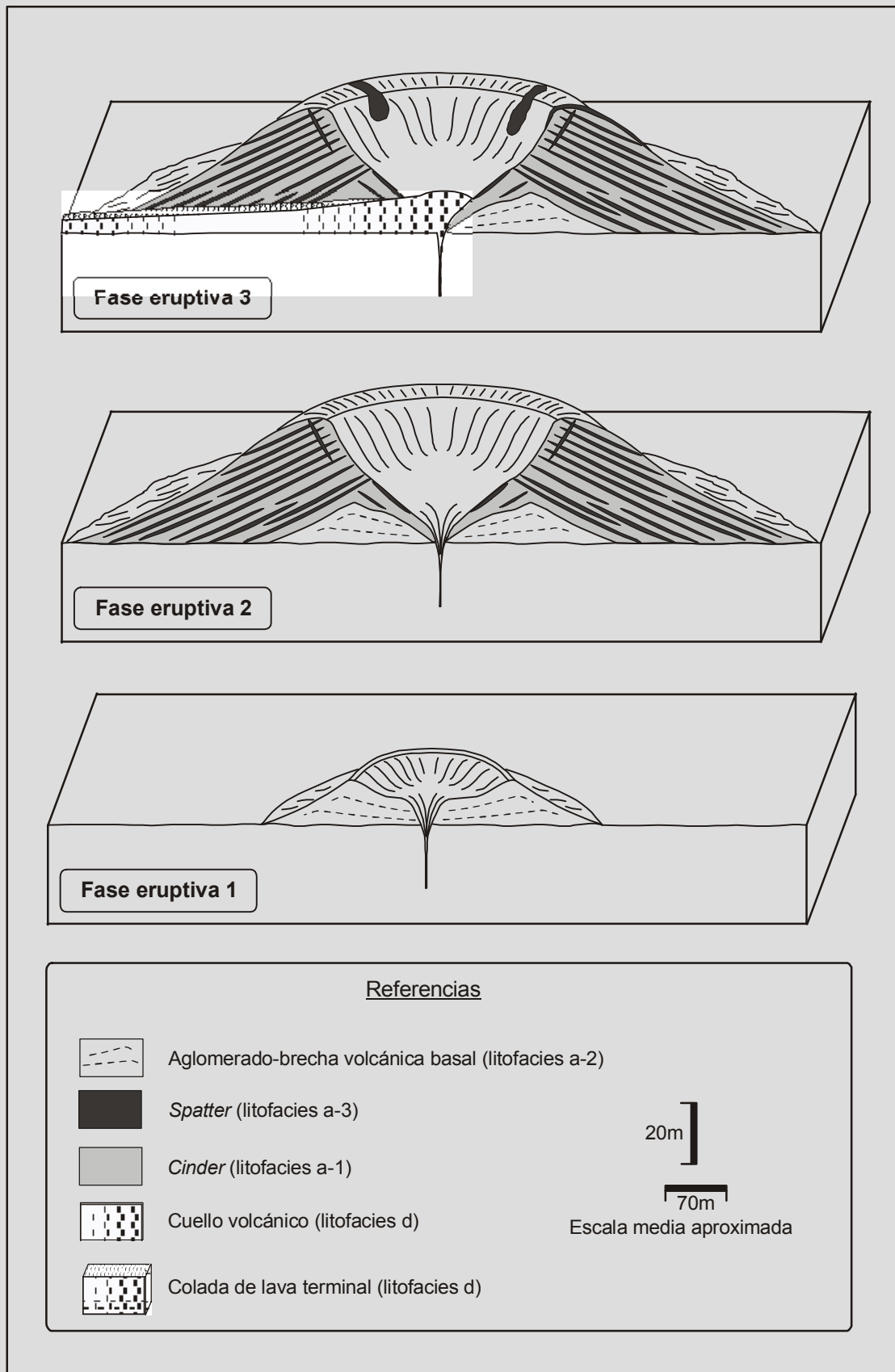


Figura 11. Diagramas bloque de los depósitos generados a partir de las fases eruptivas inferidas

Consideraciones respecto a los estilos eruptivos hawaiano y estromboliano

Fisher y Schmincke (1984) y Cas y Wright (1987) indicaron que los depósitos de las erupciones estrombolianas difieren de los producidos por las hawaianas en la ausencia de pequeños fragmentos vítreos denominados “lágrimas” y “cabellos” de Pele, en la mayor dispersión de los piroclastos y en la abundancia de tefra finamente dividida. Asimismo, la actividad hawaiana produce una proporción significativamente mayor de *spatter* debido al mecanismo denominado “fuente o surtidor de lava” (*lava fountain*), generando conos y montículos de *spatter* en la boca de erupción. De todos modos, la distinción entre erupciones hawaianas y estrombolianas no es simple, ya que muchos volcanes han variado de un estilo a otro, en el curso de su etapa activa. Un ejemplo de esto es la erupción de 1973 del volcán Heimaey, en Islandia, la cual comenzó con actividad hawaiana a través de emanaciones de lava, elevándose 50 a 100 m desde 20 aberturas a lo largo de una fisura de 1,5 km de largo (Thorarinsson *et al.* 1973, Self *et al.* 1974). Posteriormente la actividad se centralizó y cambió a estromboliana, construyendo un cono de *cinder* de 200 m de alto a partir del cual la lava continuó fluyendo (Cas y Wright 1987).

Parfitt y Wilson (1995) explicaron la transición del estilo hawaiano al estromboliano como principalmente dependiente de la velocidad de ascenso de magma, indicando que así como en las erupciones hawaianas, el “estilo transicional” involucra una mezcla gas-magma que se ha fragmentado antes de alcanzar la superficie y la cual, en consecuencia, genera una fuente de lava de altura menor que la del estilo hawaiano. Además, a bajas velocidades, la presencia de grandes burbujas de gas moviéndose en el magma hacen que la fuente de lava sea inestable, con la altura fluctuando alrededor de un valor medio.

Por su parte, Vergnolle y Mangan (2000) indicaron que un cono de *cinder* formado por erupciones estrombolianas está compuesto por clastos sueltos no soldados ya que la mayoría están solidificados la caer, debido a que la relación gas/lava es alta en este tipo de erupciones permitiendo que el calor se disipe rápidamente. Los *cinder* de la mayoría de los conos estudiados (excepto algunos niveles de los cerros Los Corrales, El Oscuro, La Yegua y Morado 3) tienen cierto grado de soldamiento, lo cual permite inferir que no estaban completamente fríos al momento de caer y que se depositaron a partir de los sectores externos de una fuente de lava hawaiana. La existencia de intercalaciones de niveles de *cinder-spatter*, la cual apunta a una depositación de carácter episódico, no es

necesariamente indicativa de un mecanismo estromboliano. Por el contrario la existencia de cierto grado de soldamiento dentro de los distintos niveles sugiere que estos episodios habrían estado poco separados en el tiempo, asemejándose por lo tanto a una descarga de magma continua (hawaiana). Ello permite inferir que los *cinder* se depositaron a partir de los sectores externos de una fuente de lava hawaiana y los *spatter* serían del sector interno de estos surtidores de lava.

La estructura de una fuente de lava es esencialmente aquella de un chorro de gas sostenido portando una carga dispersa de clastos fundidos de tamaños centimétricos a métricos. Aunque la salida de gas-magma es continua, frentes brillantes e incandescentes se desplazan en forma ascendente a través del núcleo de la fuente a intervalos de 1 a 5 segundos y una chimenea puede experimentar varios episodios de surgencia de lava. Un episodio completo se inicia con el ascenso de magma desde las profundidades y a medida que se acerca a la superficie, el nivel de magma puede comenzar a subir y bajar rítmicamente (*gas-piston activity*) debido al ascenso y descenso de grandes burbujas de gas. El tope de la columna de magma comienza a agitarse y una fuente de lava cómica y de baja altura marca el comienzo de un nuevo episodio. En pocos minutos a horas la fuente crece hasta su máxima altura la cual puede permanecer constante por una parte significativa del episodio. El final es abrupto comparado con el período de crecimiento y ocurre cuando desaparece la fuente y el magma drena hacia abajo por la chimenea (Vergnolle y Mangan 2000).

Las unidades volcánicas estudiadas habrían sido generadas por actividad de fuentes de lava. Si estas hubiesen sido hawaianas deben asignársele varios pulsos (cosa que es común en volcanes modernos observados) y, si fueron de estilo transicional debería postularse una velocidad de ascenso más baja que para la hawaiana típica. La presencia de xenolitos mantélicos en rocas de varios de los volcanes estudiados sugiere alta velocidad de ascenso y según Parfitt y Wilson (1995), esto es típico del estilo hawaiano.

4.4 ESTRUCTURA

4.4.1 Estructuras cenozoicas regionales

Holmberg (1962) en su descripción geológica de la Hoja Chachahuen indicó que para el sector oriental de la misma es difícil sugerir estructuras debido a la cubierta de basaltos y sedimentos detríticos que allí aparecen. Para el Plioceno y Cuaternario infirió movimientos de ascenso regional. Dentro del Cuaternario, identificó para el Pleistoceno dos movimientos ascendentes, y para el Holoceno, uno o probables múltiples ascensos los que permitieron la elaboración de terrazas escalonadas donde se emplazaron los basaltos. Además, señaló que los centros eruptivos del Basalto II a IV se instalaron en niveles cada vez más bajos a medida que progresaba la erosión. Si bien no infirió su origen, marcó la existencia de una doble línea de volcanes entre el valle de Las Torrecillas y el cerro Carrizo al norte del río Colorado.

En el área cubierta por la Hoja Chical Co, Núñez (1976a) subrayó que la Orogenia Ándica (Terciario superior - Cuaternario) se caracteriza por un movimiento de bloques, así como por la disposición alineada de volcanes basálticos. Este autor, relacionó la intrusión de las rocas del cerro La Parva con la primera fase del “Segundo movimiento” del Terciario y la emisión de lavas basálticas de los cerros El Cenizo, El Penepe y El Gato (entre otros) con la segunda fase del “Segundo movimiento” andino. Para el Cuaternario sugirió una posible reactivación de fracturas generadas durante el Paleozoico superior (Orogenia Variscica) las que habrían originado los lineamientos N-S y NO-SE en los conos basálticos holocenos. Para la zona oriental trazó la presencia de fallas de rumbo NNO-SSE escalonadas hasta la zona del río Salado.

González Díaz (1972a), en la descripción geológica de la Hoja Agua Escondida, registró movimientos de bloques (compresivos y distensivos) y disposición alineada de centros eruptivos basálticos para los “Movimientos del Cenozoico” en la Orogenia Ándica. Este autor indicó para el Mioceno una zona de falla de rumbo N-S que separa la región serrana de la llanura oriental. Por su parte sugirió para el Plioceno una posible reactivación de antiguas fallas pérmicas (principalmente las de rumbo N70°O) y una probable vinculación de las lavas de la Formación El Cenizo con mineralizaciones de manganeso y flúor. Según González Díaz (1972a) en el Cuaternario se reactivó la fractura de rumbo N-S terciaria, siendo en este caso de carácter extensivo, además, sugirió que por ésta

probablemente ascendieron las lavas que originaron a los volcanes Negro 2 y Chato. También para el Cuaternario, indicó que existe una orientación N-S de los aparatos volcánicos y una posible NO-SE. Por otra parte, mencionó la posibilidad de que haya existido una reactivación de las antiguas líneas de debilidad del volcanismo del Pérmico y como ejemplo propuso (“con reservas”) el emplazamiento del centro eruptivo De la Laguna en una de esas líneas durante el Holoceno. Hacia la llanura oriental indicó el desarrollo de una estructura de bloques escalonados irregularmente hacia el este.

Bisceglia (1977) reconoció cuatro sistemas de fracturas en el oeste de La Pampa cuyos rumbos medios son; N-S, NE-SO, E-O y NO-SE. Este autor, identificó para el Cenozoico (Terciario medio a superior), un conjunto de movimientos verticales y laterales, afectados por lineamientos estructurales más antiguos, que han originado bloques hundidos y elevados. Los primeros se destacan en la región central de la meseta basáltica pampeana, valle de Puelén, Gran Salitral y valle del Atuel-Salado. Como bloques elevados mencionó la Meseta del Fresco y la Meseta de Chical Co.

En la región extraandina de la provincia de Mendoza, Bermúdez (1987), Delpino (1987), Bermúdez y Delpino (1989) y Bermúdez *et al.* (1993) identificaron para el Terciario cuatro eventos distensivos locales marcados por basaltos, dentro de un régimen general compresivo. El primero corresponde a las rocas volcánicas del Complejo Efusivo Eógeno (Oligoceno - Mioceno, sierra de Palauco). El segundo ocurrió durante el Plioceno-Pleistoceno inferior en el campo volcánico Llancanelo sobre el Bloque de San Rafael y la subcuenca de Alvear, se caracterizó por la presencia de fracturas de hasta 60 km de largo y rumbo N40°O. Las rocas generadas en esta etapa fueron incluidas en el Grupo Chapúa (Época Eruptiva Chapualitense) por Bermúdez *et al.* (1993). El tercer evento extensional se produjo en el Pleistoceno medio a superior y se ubicó en una franja norte-sur desde la depresión de Los Huarpes hasta la Payunia al sur, las fracturas que controlaron las erupciones tienen entre 10 y 25 km de longitud y rumbo predominante E-O. Los basaltos generados en este lapso se agruparon en el Grupo Puente (Época Eruptiva Puentelitense de Bermúdez *et al.* 1993). El cuarto evento sucedió en el Holoceno y se restringió al Campo Volcánico Payún Matru. Las erupciones fueron de menor magnitud, se alinearon en fracturas de rumbo N60°O y E-O o se dispusieron como conos dispersos y a los productos generados por ellas, (Bermúdez *et al.* 1993) los congregaron en el Grupo Tromen (Época Eruptiva Tromenlitense). A partir de los rasgos estructurales y petrológicos observados,

estos autores (siguiendo a Nakamura 1977) sugieren gran facilidad mecánica para el ascenso de magma y regímenes locales de extensión.

Al este de la zona estudiada en esta Tesis, Bisceglia (1979) y Melchor y Casadío (1997) denotaron un régimen extensional para el Cuaternario inferido por la presencia de fallas normales de rumbo N-S en el área del río Salado-Chadileuvú. Melchor y Casadío (1997) señalaron la posible vinculación de este fallamiento con los episodios de extensión ocurridos en la región extraandina de Mendoza desde el Plioceno al presente e identificados por Bermúdez y Delpino (1989) y Bermúdez *et al.* (1993). Para el Cenozoico superior, Melchor y Casadío (1997) sugirieron la presencia de fallas de rumbo NNE y ONO las que marginan la depresión del Gran Salitral.

Kozlowski *et al.* (1993) reconocieron las unidades estructurales de la provincia de Mendoza, siguiendo su distinción, la mayoría de los volcanes aquí estudiados quedan ubicados sobre el sector oriental de la unidad denominada Payunia, en tanto que los centros eruptivos ubicados en cercanías de la localidad de Agua Escondida están incluidos en el extremo sur del Bloque de San Rafael. La zona de estudio en su conjunto pertenece al antepaís del frente montañoso andino, pero según Kozlowski *et al.* (1993) no debe ser considerado como un autóctono en sentido estricto porque durante el Terciario superior y el Cuaternario fue levantado y fracturado.

4.4.2 Estructuras identificadas

A través del análisis de fotografías aéreas, imágenes satelitales y observaciones de campo, se intentaron establecer las estructuras regionales o locales que controlaron la disposición de los aparatos volcánicos y las erupciones formadoras de los mismos.

El lineamiento de los cerros De Díaz, puesto de manifiesto en las fotografías aéreas, respondería a una fractura de rumbo N53°O y de 3,5 km de longitud aproximada por otra parte si prolongamos esta fractura hacia el noroeste coincide con las identificadas en el ambiente de rocas del Pérmico-Triásico en las inmediaciones de la localidad de Agua Escondida (Fig. 2). González Díaz (1972a) propuso una fractura de rumbo N5°O que pasaría por la elevación más oriental de este centro eruptivo pero no la relacionó con el alineamiento de las tres elevaciones (Fig. 2).

El cerro Del Chivo tiene dos elevaciones orientadas N77°O (Fig. 2). Un poco al oeste de estos, entre los centros eruptivos Los Corrales, Lindero y Peludo se identificó una posible fractura de trazo curvo con una dirección media de N40°O.

Otro lineamiento observado en las imágenes satelitales es el de los cerros Los Toscosos y Loma Jagüel del Moro con una dirección de N57°O (Fig. 2).

Según se infirió a partir de las fotografías aéreas y del trabajo de campo, en el centro eruptivo Agua Poca una fractura de rumbo N60°E y aproximadamente 900 m controló las erupciones produciendo el lineamiento del cráter de Agua Poca y del montículo denominado Cerro Chico (Fig. 2). Esta fractura estuvo activa incluso luego de formado el cráter de Agua Poca ya que por su acción, quedaron al descubierto los niveles piroclásticos de la pared este.

Varios cerros sobre la margen norte del río Colorado están alineados. Estos lineamientos ya fueron identificados por Holmberg (1962) como doble línea de volcanes al norte del río Colorado. Según estudios de campo y de imágenes satelitales efectuados durante esta tesis se sugiere que el lineamiento norte involucraría a los cerros El Pozo, La Yegua y La Blanca con una dirección de N70°O, en tanto que el sur comprendería a los cerros El Águila, Rial y Carrizo con una dirección de N65°O (Fig. 2).

A partir de lo expuesto, se puede indicar que los lineamientos de la zona norte de este estudio responden a un rumbo general NO-SE (de N53°O a N77°O), estos lineamientos corresponderían a reactivación de antiguas fallas paleozoicas tal como lo sugiriera González Díaz (1976a) para el Plioceno. En la zona centro de esta investigación sólo se identificó una fisura en el cerro Agua Poca. Los lineamientos identificados en los volcanes de la zona sur (N65°O a N70°O), cercanos al río Colorado, coinciden en líneas generales con la dirección del valle de este río para esa zona, se puede inferir, por lo tanto, una posible relación entre las fallas que originaron los lineamientos volcánicos y el valle del río Colorado.

4.4.3 Relación del volcanismo con el fracturamiento cortical

Takada (1994a), propuso un modelo de interacción de fracturas (*crack interaction theory*) que integra las ideas anteriores (Fedotov 1981, Hildreth 1981, Nakamura 1977, 1986) y relaciona el control tectónico sobre el estilo y desarrollo de volcanes basálticos. La teoría de interacción de fracturas indica que las fracturas coalescen más fácilmente con un aporte de magma alto y un esfuerzo regional relativamente bajo. El incremento de coalescencia de fracturas puede resultar en volcanismo poligenético. Por otra parte, un bajo aporte de magma y altos esfuerzos diferenciales regionales previenen la coalescencia de fracturas, esto resulta en el desarrollo de campos de volcanes monogenéticos (Takada 1994b). Anteriormente, Nakamura (1986) había indicado que el volcanismo monogenético ocurre en regiones con campos de esfuerzos corticales tensionales, estos son campos con altos esfuerzos diferenciales según Takada (1994b), concordando de esta manera las dos inferencias.

La región estudiada en esta Tesis (Fig. 2) está compuesta por pequeños volcanes monogenéticos, por esto, se podría deducir (según la teoría de Takada 1994a) que el aporte de magma habría sido bajo y los esfuerzos diferenciales regionales altos.

4.5 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DE LAS ROCAS ERUPTIVAS

4.5.1. Texturas generales

Petrográficamente, las rocas estudiadas presentan estructuras desde muy vesiculares a masivas. Dentro de las estructuras vesiculares se observaron variantes amigdaloides dadas por el relleno parcial a total de carbonatos y en menor medida de sulfatos, cuarzo y zeolitas. La vesicularidad supera en algunos casos el 50 % en volumen (según láminas de estimación visual). Las vesículas tienen formas circulares a subcirculares e irregulares, las formas subcirculares se dan generalmente cuando se unen dos o más vesículas para formar una de mayor tamaño. En varios casos presentan elongación en el mismo sentido que la de los minerales dando indicios de fluidalidad.

La textura dominante es la porfírica con frecuencia acompañada por glomeroporfírica debido al agrupamiento de fenocristales (Fig. 12-a a 12-d). En tres localidades (La Parva, El Cenizo y El Gato) se describen rocas con texturas ofíticas e intergranulares. Las pastas son mayormente intergranulares y le siguen en orden de abundancia pilotáxica, hialofítica, intersertal, subofítica e hialopilítica.

Las asociaciones de fenocristales identificadas son: olivino, olivino-plagioclasa-clinopiroxeno, olivino-clinopiroxeno y olivino-plagioclasa en orden de abundancia, (Apéndice 1).

Las pastas están compuestas casi exclusivamente por la asociación plagioclasa-olivino-clinopiroxeno-minerales opacos (+/- vidrio), presentándose en muy baja proporción plagioclasa-minerales opacos, plagioclasa-olivino-minerales opacos, vidrio (Apéndice 1). Como minerales accesorio se identificaron apatito, principalmente incluido en plagioclasa y feldespatoide (nefelina).

De cada unidad litológica identificada en las localidades estudiadas se hizo al menos un corte delgado. Se describen a continuación, las características petrográficas salientes de cada una de ellas. Entre corchetes se indica la muestra que corresponde a la descripción.

4.5.2. Descripción de cada unidad volcánica

Aglomerados y brechas volcánicas

Poseen estructura mayormente vesicular, algunas brechas muestran estructuras masivas, las vesículas son de formas irregulares y subcirculares en proporciones similares. La textura predominante es porfírica acompañada por glomeroporfírica, con pastas hialofíticas a hialopiliticas, intergranulares e intersertales en orden de abundancia. La asociación de fenocristales más frecuente es olivino-plagioclasa-clinopiroxeno seguida por olivino solo y olivino-clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino de la matriz del aglomerado son mayormente subhedrales, acompañados en menor medida por individuos euhedrales, siendo 6,8 mm [M13B] el largo máximo alcanzado por los mismos. Los fenocristales de olivino de los piroclastos del aglomerado son subhedrales y tienen un diámetro máximo de 3,2 mm [NL3]. Tanto en la matriz como en los piroclastos que forman el aglomerado volcánico se hallaron olivinos esqueléticos, con engolfamientos y con reemplazo parcial a total de iddingsita (+/- bowlingita) y en algunos casos de carbonatos. Las plagioclasas son en su gran mayoría subhedrales, tienen macla de Albita y Albita-Carlsbad y 1,5 mm [Ri6] de largo máximo. Otras características observadas en las plagioclasas fueron zonación oscilatoria, fracturas internas, márgenes reabsorbidos por la pasta y extremos incompletamente desarrollados (cola de golondrina) esta última observada en los especímenes de la pasta. Los clinopiroxenos son subhedrales en su mayoría y con frecuencia tienen zonación oscilatoria y sectorial (en reloj de arena), el diámetro máximo es de 2,8 mm [PO7]. En las pastas de varias muestras se hallaron más de una clase de vidrio (taquilita y sideromelano) o su producto de alteración (palagonita), las variedades halladas fueron: taquilita [AT8, Ñ10]; sideromelano + palagonita [AG3, B7] y taquilita + palagonita [MO19, B8] (Fig. 12-f).

Coladas de lava

Las estructuras de las coladas de lava son masivas en los sectores internos a vesiculares en las superficies, las vesículas tienen morfologías en general subcirculares y en menor medida irregulares con elongación en la dirección del flujo. Desarrollan textura porfírica con pasta intergranular, en los topos de las coladas la pasta es intersertal a pilotáctica. La asociación fenocristalina principal en los niveles superiores de las coladas es

olivino solo y en el sector interno olivino solo, olivino-plagioclasa, olivino-plagioclasa-clinopiroxeno y olivino-clinopiroxeno. Los fenocristales de olivino tienen principalmente forma subhedral y en menor medida euhedral y un tamaño máximo de 5,0 mm [CE16]. Es común que estén parcial a totalmente reemplazados por iddingsita (+/- bowlingita) y que tengan formas esqueléticas y bordes reabsorbidos por la pasta. Las plagioclasas son subhedrales y alcanzan un largo máximo de 7,6 mm [TA6]. Tienen macla de Albita y Albita-Carlsbad y en varias secciones delgadas se observaron individuos con zonación oscilatoria. Los clinopiroxenos son subhedrales con un tamaño máximo de 2,4 mm [TA6] y frecuente desarrollo de zonación oscilatoria y sectorial (en reloj de arena). Es común observar en el interior de los cristales tintes violáceos (sin analizador) lo que indicaría que se trata de titanoaugitas menos común es la presencia de maclas simples.

Diques

Los diques tienen estructuras principalmente masivas, algunos muestran escasa proporción de vesículas en el núcleo y mayor en los sectores externos. En la zona de borde dominan las texturas porfíricas y glomeroporfíricas con pastas hialofíticas e intersertales y asociación de fenocristales de olivino-plagioclasa y olivino-plagioclasa-clinopiroxeno. En la parte central de los diques es común la textura porfírica con pastas pilotáxicas e intergranulares. Los fenocristales de olivino son en su mayoría subhedrales y en menor medida euhedrales con un tamaño máximo de 3,4 mm [OS9]. Dos rasgos fueron hallados en aproximadamente la mitad de las muestras; individuos con engolfamientos o esqueléticos y reemplazo de iddingsita. Las plagioclasas son subhedrales de hasta 3,8 mm [TA7] de largo, tienen macla de Albita y Albita-Carlsbad y con frecuencia muestran zonación oscilatoria. Los clinopiroxenos son subhedrales mayormente y euhedrales en su minoría, muy frecuentemente tienen zonación oscilatoria y sectorial (en reloj de arena) el tamaño máximo es de 1,5 mm [MO6].

Piroclastos sueltos

Los piroclastos sueltos muestran estructuras vesiculares, es común que las vesículas estén elongadas en el sentido del flujo y que se concentren en niveles definiendo zonas de mayor y menor vesicularidad. Es común que desarrollen una zona de borde de enfriamiento rápido con cristales y vesículas de menor tamaño que el resto del piroclasto. La textura en las bombas es porfírica con pastas pilotáficas e intergranulares, el olivino es el único fenocristal o está acompañado por clinopiroxeno. Los lapilli tienen texturas porfíricas y glomeroporfíricas en pastas hialofíticas con asociación de fenocristales compuesta por olivino-plagioclasa y olivino-plagioclasa-clinopiroxeno. Los olivinos son subhedrales, con frecuencia alterados (iddingsita y bowlingita) y con un diámetro máximo de 1,6 mm [P9, Ñ7]. Las plagioclasas de la pasta con extremos mal terminados (aciculares o en cola de golondrina) poseen un largo máximo de 1,2 mm [Y8], macla Albita más Albita-Carlsbad y zonación oscilatoria. Los clinopiroxenos son subhedrales alcanzando un largo máximo de 1,3 mm [Ñ7], tienen zonación sectorial (en reloj de arena) y oscilatoria.

Cuerpos subvolcánicos

Se estudiaron las rocas de dos cuerpos subvolcánicos (cuellos volcánicos) correspondientes a los cerros La Parva y De la Laguna. Las rocas del cerro **La Parva** presentan estructura masiva a débilmente vesicular (menor al 5 % de vesículas) la que en sectores pasa a amigdaloides debido al relleno de vesículas por carbonatos. Las texturas son subofíticas a intergranulares y glomeroporfíricas con pastas intergranulares. La asociación de fenocristales es plagioclasa-olivino-clinopiroxeno-minerales opacos, las pastas están compuestas por los mismos minerales, se observó apatito como mineral accesorio. Las plagioclasas son subhedrales a euhedrales y tienen un largo máximo de 3,6 milímetros. Los olivinos son subhedrales y están reemplazados parcial a totalmente por iddingsita en forma pseudomórfica, el tamaño máximo es de 1,6 milímetros. Los clinopiroxenos son subhedrales a anhedrales de color pardo con tintes violáceos débiles (sin analizador) y tienen escaso desarrollo de zonación sectorial (en reloj de arena). Los minerales opacos son de formas poligonales (equidimensionales y prismáticas) en varios casos con bordes aserrados y algunos con extremos aciculares, además, se observaron agrupamientos de opacos formando glomérulos.

Las rocas del centro eruptivo **De la Laguna** tienen estructura masiva y están afectadas por varios juegos de diaclasas que en algunos sectores se interceptan formando disyunción columnar. Al microscopio, la textura es porfírica con pasta mayormente intergranular y en menor medida ofítica y pilotáxica. En la mayoría de las muestras el único fenocristal es olivino, con menor frecuencia se reconocen asociaciones de fenocristales de olivino-clinopiroxeno y olivino-plagioclasa. Las asociaciones de las pastas son plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos y plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-nefelina-minerales opacos. En una de las muestras se identificó apatito como fase accesoria. La textura intergranular en la pasta se da cuando entre las tablillas de plagioclasa se disponen microlitos de clinopiroxeno, olivino y minerales opacos. Las pastas adquieren textura ofítica en los casos en que la nefelina engloba al resto de los minerales. La textura pilotáxica se desarrolla sólo localmente debido al alineamiento de microlitos de plagioclasa en torno a los xenolitos. Los fenocristales de olivino son subhedrales a euhedrales y tienen un diámetro máximo de 2,3 milímetros. En la mayoría de las muestras exhiben márgenes reabsorbidos por la pasta y, en menor medida, se reconocen cristales esqueléticos e individuos con iddingsita en el *parting*. Los fenocristales de clinopiroxeno son subhedrales con los bordes cristalinos parcialmente reabsorbidos por la pasta. Alcanzan un tamaño máximo de 1,1 mm y poseen zonación concéntrica con núcleos más claros (luz natural) que las regiones periféricas. Los núcleos de los prismas contienen inclusiones fluidas, en cambio, en las zonas periféricas se alojan inclusiones de minerales opacos y microlitos de olivino y clinopiroxeno los que se disponen marcando groseramente líneas de crecimiento cristalino. La plagioclasa raramente se manifiesta como microfenocristal, los individuos son subhedrales con los márgenes reabsorbidos por la pasta. El tamaño máximo es de 0,31 milímetros. En varios cortes de roca se reconocieron xenocristales de feldespato potásico, los mismos desarrollaron coronas de reacción en sus márgenes.

4.5.3. Formas cristalinas

Desde siempre se asumió que la forma de los cristales, sea esferulítica, dendrítica, esquelética o euhedral estaba en función de la velocidad de enfriamiento del líquido en el cual el cristal crecía. Pero fue recién a partir de la década de 1970 que esta aseveración fue confirmada por experimentos directos sobre minerales de interés geológico (Lofgren 1980). Muchos experimentos sobre crecimiento cristalino (entre otros Lofgren 1974, 1980, Usselman *et al.* 1975, Swanson y Fenn 1986) demostraron que a medida que se incrementa la variación de temperatura con respecto al tiempo (velocidad de enfriamiento) los cristales se apartan de la forma euhedral con las caras cristalinas típicas de equilibrio. Esto se debe a que al cambiar los parámetros del sistema (normalmente ocurre un descenso más brusco de la temperatura) la difusión de los átomos en un fundido más frío y viscoso y la conducción del calor latente desde el cristal creciente, son menos capaces de ocurrir. Como resultado de esto los cristales son menos compactos, más abiertos y esqueléticos a medida que aumenta la velocidad de enfriamiento. Los cristales dendríticos, plumosos y en mayor medida los esferulíticos, son los que tienen una mayor relación área superficial/volumen, por lo tanto un mayor desequilibrio (Best y Christiansen 2001). Según Best y Christiansen (2001) este crecimiento puede deberse a la necesidad de disipar calor latente, o, como sugieren Cox *et al.* (1979) y Shelley (1993) el material para el crecimiento cristalino puede ser aportado más eficientemente en los extremos, bordes y esquinas de un cristal debido a que estos sitios están rodeados por un mayor volumen de magma que los centros de los cristales. De esta manera, los extremos, bordes y esquinas crecen más rápidamente que el resto del cristal y si la difusión (la que es un factor limitante durante la cristalización) no es capaz de mantener el equilibrio, se desarrollan las formas elongadas y abiertas mencionadas Shelley (1993).

Lofgren (1974) determinó las formas de los cristales de **plagioclasa** que crecían en respuesta a una cantidad conocida de superenfriamiento (*supercooling*). Según este investigador, a medida que aumenta la velocidad de enfriamiento las formas de las plagioclasas cambian de cristales tabulares hasta esferulíticos, pasando por estadios intermedios de morfologías esqueléticas y dendríticas. Las variaciones en la morfología de los **olivinos** en función de la velocidad de enfriamiento fueron estudiadas por varios investigadores (Donaldson 1976, Walker *et al.* 1976, Bianco y Taylor 1977). Donaldson (1976) encontró que el olivino desarrolla una aparentemente ilimitada variedad de formas y

que es necesario examinar los cristales con una platina universal para determinar la forma en tres dimensiones. Usando esta técnica Donaldson (1976) definió 10 categorías de formas del olivino las que cambian con el incremento de la velocidad de enfriamiento desde poliédrica (*polyhedral*) y granular (*granular*) hasta plumosa (*feather*) y en cola de golondrina (*swallow - tail*). El cambio en la forma de los **piroxenos** en respuesta a las variaciones en la velocidad de enfriamiento fue estudiado en el rango de temperaturas de 1-2.000 °C/hora (Lofgren 1980). A las menores velocidades de enfriamiento (<2 °C/hora) los piroxenos son euhedrales a débilmente esqueléticos. Con mayores velocidades de enfriamiento (2-10 °C/hora) los cristales se tornan elongados e incrementalmente esqueléticos. A velocidades de enfriamiento de 10-50 °C/hora las formas son dendríticas y luego esferulíticas y, a más de 50 °C/hora los piroxenos son plumosos finamente ornamentados o desarrollan abanicos esferulíticos de fibras aciculares complejamente entrelazadas (Lofgren 1980).

En las distintas unidades litológicas estudiadas se observaron variaciones en las formas cristalinas, las que a continuación se detallan:

Se hallaron **plagioclasas** subhedrales y euhedrales en las rocas que forman los núcleos de los diques, coladas y cuellos volcánicos. En cambio las plagioclasas de los aglomerados volcánicos y de los piroclastos sueltos exhiben extremos incompletamente desarrollados (aciculares y en cola de golondrina) principalmente en los especímenes de la pasta. Esta falta de desarrollo indica enfriamiento rápido (*quenching*) del magma en contraste con el de los sectores internos de diques y coladas. Lofgren (1974 y 1980) observó el desarrollo de plagioclasas euhedrales con velocidades de enfriamiento del magma menores que unos pocos grados °C por hora y morfologías esqueléticas en plagioclasas de magmas que se enfrían a velocidades de decenas de °C por hora.

Cristales de **olivinos** subhedrales a euhedrales son comunes en todas las rocas estudiadas. Olivinos esqueléticos se presentan en mayor proporción en los piroclastos de los aglomerados volcánicos aunque también son frecuentes en diques y coladas. Si bien es de esperar que las texturas de enfriamiento rápido se den en piroclastos, la relación forma-velocidad de enfriamiento no es tan marcada como en el caso de las plagioclasas.

Los **clinopiroxenos** son mayormente subhedrales y sólo en dos muestras desarrollaron formas esqueléticas.

Los **minerales opacos** se presentan en la pasta, dispersos o formando glomérulos. En general no exceden los 0,1 mm pero en algunas coladas se midieron individuos elongados

de hasta 1,3 mm de largo. Tienen formas equidimensionales (irregulares y poligonales) e inequidimensionales (prismáticos y aciculares), habiéndose identificado en algunas muestras cristales con formas esqueléticas y bordes aserrados.

4.5.4. Alteraciones

En las rocas estudiadas, se hallaron olivinos alterados a iddingsita y bowlingita (Fig 12-b, 12-c y 12-e). La iddingsita es un mineraloide constituido por esmectita, clorita y goethita/hematita. El mecanismo de alteración del olivino involucra la difusión de iones de hidrógeno dentro de su estructura donde se adjuntan temporalmente a iones de oxígeno y liberan magnesio, Fe^{2+} e iones de silicio desde sus sitios, esto permite su reemplazo por Fe^{3+} , aluminio y calcio. La bowlingita es el producto de alteración de color verde y consiste de esmectita-clorita junto con serpentina y cantidades menores de talco, mica y cuarzo (Deer *et al.* 1993). La iddingsita hallada durante este estudio es de baja temperatura ya que no se observaron crecimientos posteriores a la alteración, además, ésta afectó tanto a los fenocristales como a los cristales de la pasta. En los fenocristales el reemplazo fue en general parcial, en cambio en los olivinos de la pasta la sustitución fue completa, esto puede haberse debido al menor tamaño de estos últimos cristales. La alteración actuó en todos los sectores igual afectando un determinado volumen de cada olivino, debido al menor tamaño de los de la pasta, la perturbación fue total, por el contrario en los fenocristales de olivino la alteración, por lo general, sólo alcanzó a una zona de borde y a las fracturas.

En muestras de todas las localidades se identificó iddingsita pero, en general es más notable el reemplazo en las unidades más antiguas (cerros El Penepe, El Cenizo, El Gato y La Parva).

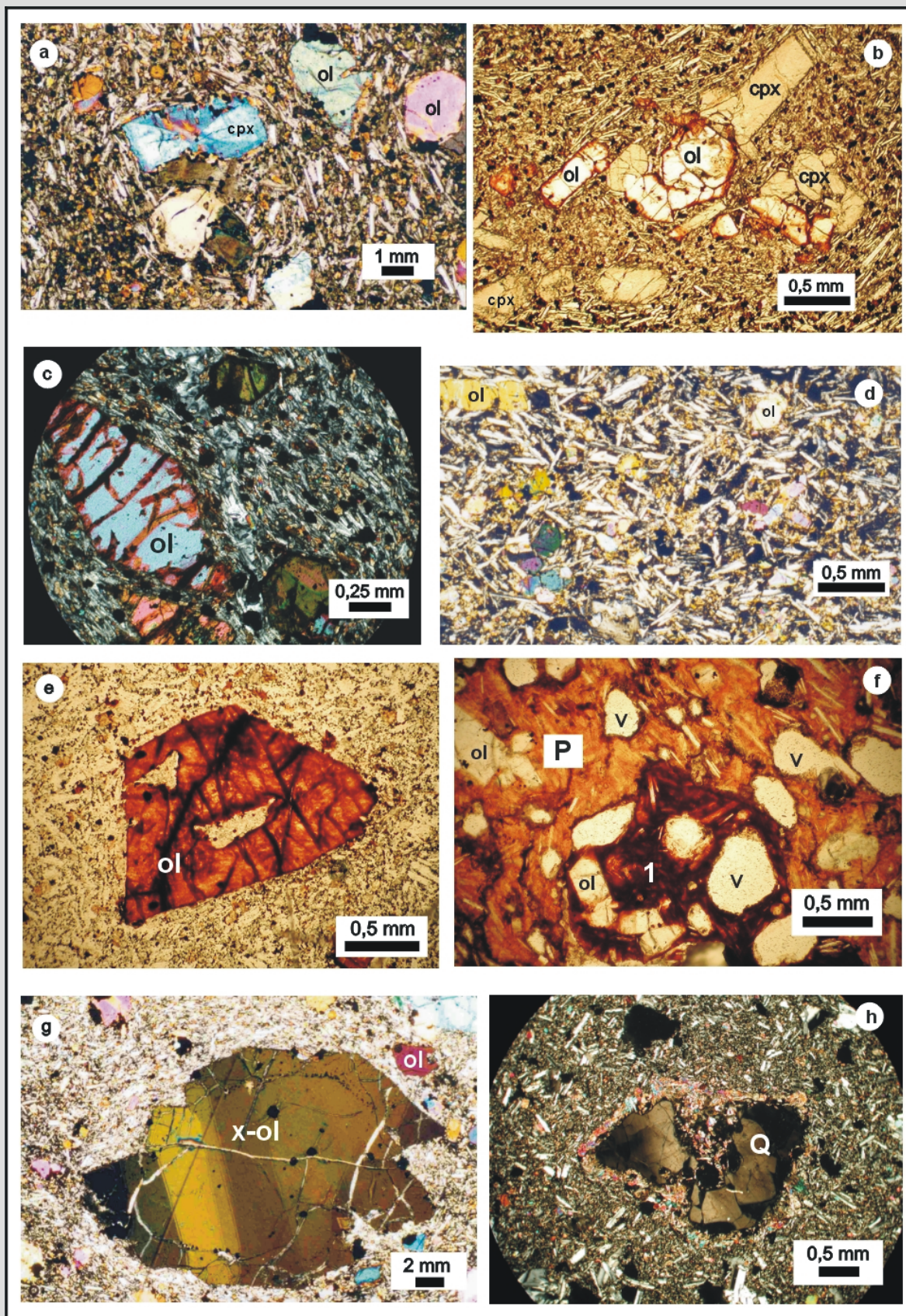
Otro rasgo a destacar con respecto a la alteración es que se encontró, dentro de un mismo centro eruptivo, que están más alterados los olivinos de los aglomerados y piroclastos que los de unidades más masivas, esto podría deberse a que a mayor vesicularidad habría mayores posibilidades para el ingreso y/o circulación de los fluidos alterantes (Ej. cerros Del Chivo, Huanul, Rial, Los Corrales y Lindero).

Es de importancia notar que se hallaron xenocristales de olivino (identificados como tales a partir de la presencia de bandas de deformación y en menor medida por

reacción en sus márgenes) en rocas de los cerros; Negro 1 (La Pampa), El Tordillo (Mendoza) y probablemente Loma Jagüel del Moro (La Pampa - Mendoza) (Fig. 12-g). Asimismo, se encontraron xenocristales de cuarzo (Fig. 12-h), feldespato potásico y plagioclasa y xenolitos félsicos (de rocas volcánicas ácidas y mesosilíceas y de metasedimentitas cuarzosas) incluidos en rocas de varios centros eruptivos (Ej. cerros Negro 3, Morado 2, Agua Poca, Ñire Co, Amarillo y Loma Jagüel del Moro). La determinación de los xenocristales de plagioclasa se basó en rasgos texturales, tales como presencia de márgenes con coronas de reacción, interior del cristal con orificios (textura en malla o cribada) y bordes corroídos. Los cristales de cuarzo y feldespato potásico se consideraron xenocristales porque presentan coronas de reacción. Los xenocristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato, y los xenolitos de rocas ácidas y mesosilíceas, corresponderían a fragmentos del conducto de ascenso del magma, llevados por éste hacia la superficie.

Figura 12 (página siguiente). Fotografías al microscopio óptico: a) textura porfírica con fenocristales de olivino (ol) y clinopiroxeno (cpx), en pasta pilotáctica a intergranular, el cpx tiene zonación sectorial (en reloj de arena); b) textura porfírica a glomeroporfírica, se distingue iddingsita en bordes y *parting* de los olivinos; c) textura porfírica en pasta pilotáctica, fenocristales de olivino con alteración iddingsítica en bordes y *parting*; d) textura porfírica con pasta intergranular; e) fenocristal de olivino esquelético totalmente reemplazado por iddingsita; f) piroclasto (1) incluido en una matriz vesicular (v) formada por vidrio alterado a palagonita (P) y plagioclasas orientadas; g) xenocristal de olivino (x-ol) con bandas de deformación, nótese la diferencia de tamaño con los fenocristales de olivino (ol) de la roca alojante; h) xenocristal de

cuarzo con extinción ondulosa y borde de reacción con el basalto. Las fotos a, c, d, g y h fueron tomadas con nicols cruzados, las b, e y f con luz natural.



4.6 CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DE LAS ROCAS ERUPTIVAS

Para el tratamiento de los datos geoquímicos se agruparon las muestras según su posible relación cogenética, de esta manera se formaron 4 grupos:

- 1- Zona Norte: formada por las localidades de la zona norte de esta investigación, las que se ubican inmediatamente al sureste del Campo Basáltico Llanqueto según subdivisión de Bermúdez *et al.* (1993, figura 1), en el extremo sur del Bloque de San Rafael. Incluye las rocas de los centros eruptivos El Oscuro, Negro 3, Negro 2, Morado 2, Chato segundo, Chato, Del Chivo, Los Corrales, Lindero, El Peludo, De la Laguna, Negro 1, Agua de Torres, De Díaz 1, De Díaz 2, Jagüel del Moro, Puntudo, Amarillo, La Negra y El Tordillo.
- 2- Zona Centro-Norte: en este grupo se consideran las coladas de los cerros El Penepe, El Cenizo, El Gato y del centro eruptivo La Parva. Estas rocas yacen sobre sedimentitas de mar marginal de la cuenca neuquina (engolfamiento del Cretácico-Paleógeno).
- 3- Zona Centro: Incluye varios centros eruptivos aislados ubicados inmediatamente al este del Campo Basáltico Payún Matru según subdivisión de Bermúdez *et al.* (1993, figura 1), se localizan sobre una antigua zona marina marginal de la cuenca Neuquina. Incluye las rocas de los centros eruptivos Los Carrizales, Morado 1, Tapa, Del Nido, Ñire Co, Escorial y Agua Poca.
- 4- Zona Sur: Comprende los volcanes Huanul, El Pozo, El Águila, Rial, La Yegua, La Blanca y Morado 3. Se ubican dentro de la cuenca Neuquina, al este del complejo volcánico Chachahuen y en proximidades del río Colorado.

4.6.1 Elementos mayores

Las rocas estudiadas muestran un porcentaje en sílice variable entre 42,3 [NA2] y 51,7 % [JM4] por lo que la mayoría clasifican como básicas, excepto las correspondientes a los volcanes Negro 1 [NA2] y De la Laguna [LA19] que pertenecen a las ultramáficas (Apéndice 2). El diagrama de álcalis totales vs. sílice (TAS) es uno de los esquemas clasificatorios más útiles para rocas volcánicas. Utilizando la versión del TAS de Le Maitre *et al.* (1989) las rocas estudiadas clasifican como traquibasaltos, basaltos, basanitas y

traquiandesita basáltica en orden de abundancia (Fig. 13, Tabla 3). Todas las muestras pertenecen al campo de las rocas alcalinas según la división de Macdonald (1968), en tanto que usando la división propuesta por Irvine y Baragar (1971) una muestra [CE9] puede ser considerada como subalcalina y todas las demás alcalinas. Además, las rocas volcánicas alcalinas se pueden subdividir en sódicas, potásicas y altamente potásicas utilizando el diagrama de K_2O vs. Na_2O propuesto por Middlemost (1975), según el mismo, las rocas aquí estudiadas pertenecen a la serie sódica (Fig. 14).

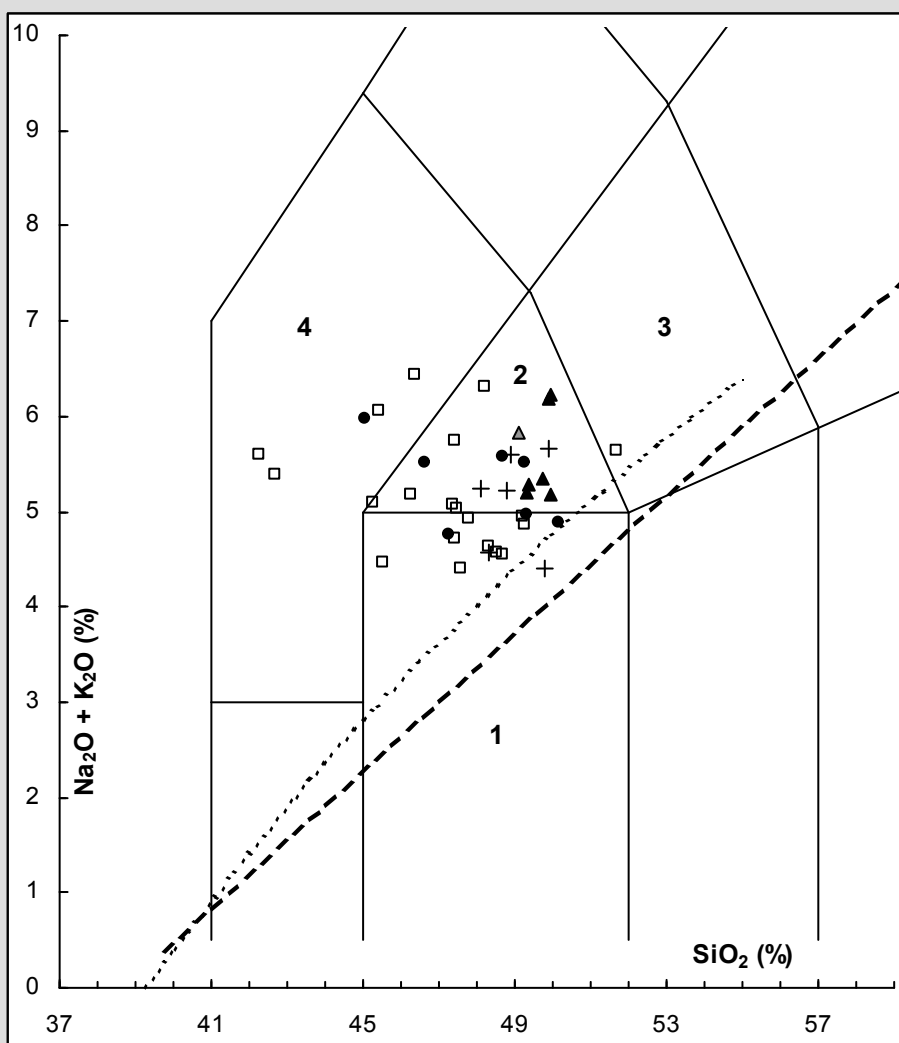


Figura 13. Diagrama TAS para la clasificación química de las rocas volcánicas según Le Maitre *et al.* (1989). Campos: 1 basaltos; 2 traquibasaltos; 3 traquiandesitas basálticas; 4 basanitas/tefitas. División de las rocas volcánicas en alcalinas y subalcalinas según: Macdonald (1968) (recta en línea de trazos); Irvine y Baragar (1971) (curva en línea de puntos). Muestras: □ Zona Norte; + Zona Centro-Norte; △ Zona Centro; ● Zona Sur.

Tabla 3. Clasificación de las rocas volcánicas según Le Maitre *et al.* (1989). Referencias: A alcalina; T tholeítica; A-T transicional; N Norte, C-N Centro-Norte; C Centro; S Sur.

Localidad	Zona	Muestra	Serie	Nombre raíz	Nombre secundario
El Oscuro	N	OS9	A	Traquibasalto	Hawaíta
Negro 3	N	NO7	A	Basalto	Basalto alcalino
Negro 2	N	NL13	A	Basalto	Basalto alcalino
Morado 2	N	M4	A	Basalto	Basalto alcalino
Chato segundo	N	CS2	A	Traquibasalto	Traquibasalto potásico
Chato	N	CH7	A	Traquibasalto	Hawaíta
Del Chivo	N	DC8	A	Basalto	Basalto alcalino
Los Corrales	N	C6	A	Traquibasalto	Traquibasalto potásico
El Lindero	N	LI2	A	Basalto	Basalto alcalino
El Peludo	N	P9	A	Basanita	Basanita
De la Laguna	N	LA19	A	Basanita	Basanita
Negro 1	N	NA2	A	Basanita	Basanita
Agua de Torres	N	AT9	A	Basanita	Basanita
De Díaz 1	N	DA1	A	Traquibasalto	Hawaíta
De Díaz 2	N	DB6	A	Basalto	Basalto alcalino
Jagüel del Moro	N	JM4	A	Traquiandesita basáltica	Mugearita
Puntudo	N	PU7	A	Basalto	Basalto alcalino
Amarillo	N	AM7	A	Traquibasalto	Hawaíta
La Negra	N	NE6	A	Basalto	Basalto alcalino
El Tordillo	N	TO7	A	Basalto	Basalto alcalino
El Penepe	C-N	PE6	A	Traquibasalto	Hawaíta
El Cenizo	C-N	PE6B	A	Traquibasalto	Hawaíta
El Cenizo	C-N	CE9	A-T	Basalto	Basalto alcalino
El Cenizo	C-N	CE15	A	Traquibasalto	Hawaíta
El Gato	C-N	GA8	A	Basalto	Basalto alcalino
La Parva	C-N	PA10	A	Traquibasalto	Hawaíta
Los Carrizales	C	CA4	A	Traquibasalto	Hawaíta
Morado 1	C	M100	A	Traquibasalto	Hawaíta
Tapa	C	TA6	A	Traquibasalto	Hawaíta
Del Nido	C	N29	A	Traquibasalto	Hawaíta
Ñire Co	C	Ñ4	A	Traquibasalto	Hawaíta
Escorial	C	A46	A	Traquibasalto	Hawaíta
Agua Poca	C	AP61	A	Traquibasalto	Hawaíta
Huanul	S	HU6	A	Basanita	Basanita
El Pozo	S	PO3	A	Traquibasalto	Hawaíta
El Águila	S	AG8	A	Basalto	Basalto alcalino
Rial	S	RI4	A	Traquibasalto	Traquibasalto potásico
La Yegua	S	Y9	A	Basalto	Basalto alcalino
La Blanca	S	B9	A	Traquibasalto	Hawaíta
Morado 3	S	MO14	A	Basalto	Basalto alcalino

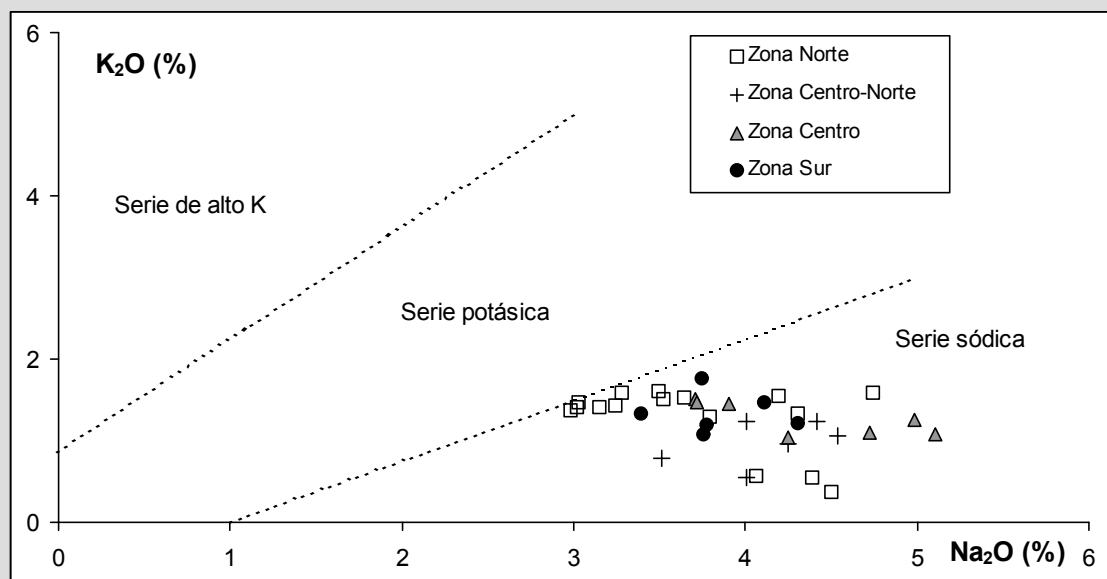


Figura 14. Diagrama de K_2O vs Na_2O (% en peso), mostrando la subdivisión de la serie magmática alcalina (Middlemost 1975).

De la Roche *et al.* (1980) propusieron un diagrama clasificatorio para rocas ígneas volcánicas y plutónicas utilizando elementos mayoritarios (en milicaciones) agrupados en dos ecuaciones $R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ y $R_2 = Al + 2Mg + 6Ca$. Según De la Roche *et al.* (1980) este esquema tiene varias ventajas entre las que se destacan: 1) incorpora todos los elementos mayoritarios que son relevantes para la mineralogía y petrología de rocas; 2) el ploteo de un análisis de roca no depende de una hipotética secuencia de cristalización, contrariamente a lo que ocurre con el cálculo de la norma; 3) las relaciones entre los diferentes tipos de roca o, por ejemplo, una secuencia de diferenciación están más claramente representadas. Rollinson (1993) indicó como desventajas que es dificultoso para entender y usar, ya que los parámetros R_1 y R_2 no tienen una interpretación directa y los límites de los campos son difíciles de reproducir porque son curvos. Según este diagrama clasificatorio las rocas aquí estudiadas se ubican en varios campos, dentro de las rocas basálticas. Es de destacar que las muestras de cada grupo se ordenan según un tren de diferenciación subhorizontal desde los términos más primitivos (a la izquierda del diagrama) a los evolucionados (a la derecha del diagrama). La mayor variación se da en las rocas de la zona Norte, las que van desde ankaramita [NA2] a basalto olivínico subsaturado [JM4]. Las de la zona Centro-Norte varían desde hawaita [PE6] hasta basalto olivínico subsaturado [CE9] y las del área Centro también de hawaita [CA4] a basalto olivínico subsaturado [N29]. Por último, las rocas de la zona Sur clasifican desde tefrita [HU6] a basalto olivínico subsaturado [Y9] (Fig. 15, Tabla 4).

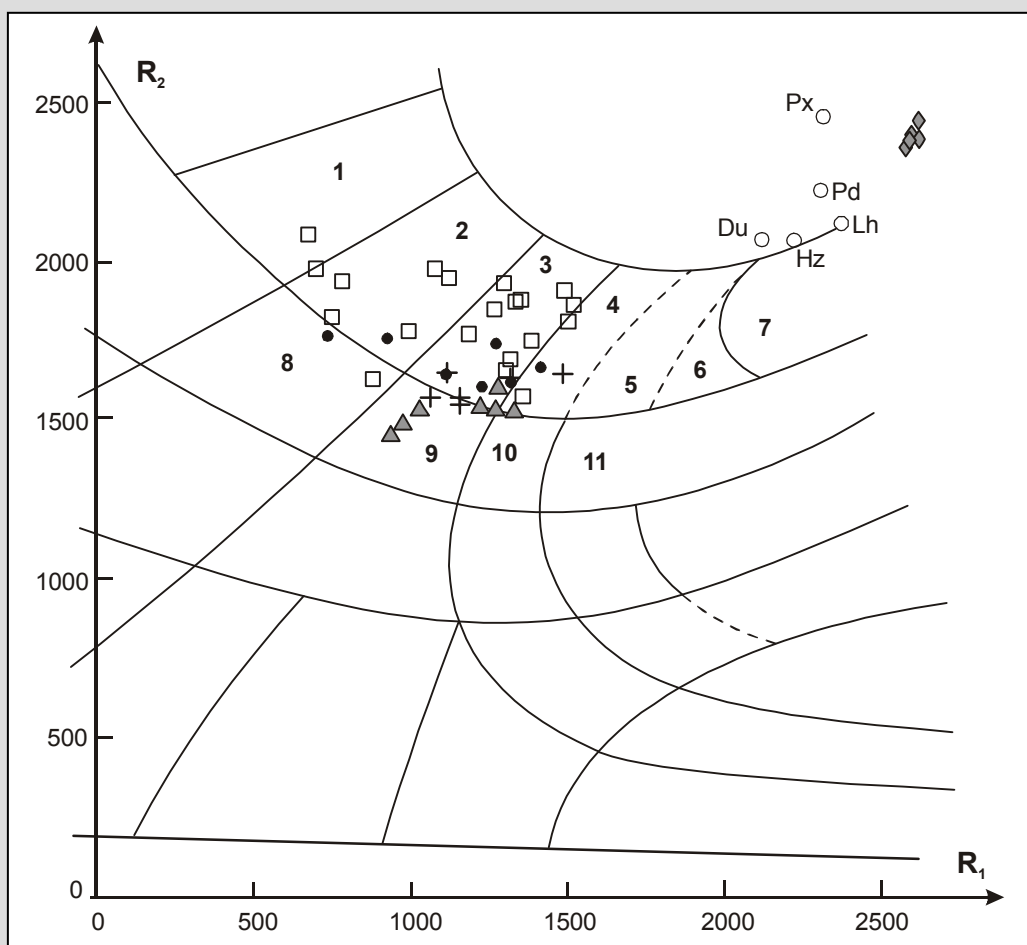


Figura 15. Diagrama clasificatorio según De la Roche *et al.* (1980), basado en las relaciones catiónicas $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ y $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$. Campos: 1 ankaramita; 2 basanita; 3 basalto alcalino; 4 basalto olivínico subsaturado; 5 basalto olivínico saturado; 6 basalto olivínico sobresaturado; 7 tholeita; 8 tefrita; 9 hawaita (traquibasalto); 10 lati-basalto; 11 andesi-basalto. Símbolos: ○ ubicación media de las rocas peridotíticas (Du dunita, Hz harzburgita, Lh lherzolita, Pd peridotita, Px piroxenita); ♦ xenolitos ultramáficos del centro eruptivo Agua Poca; el resto igual que en Fig. 14.

Tabla 4. Clasificación de las rocas volcánicas según De la Roche *et al.* (1980). Referencias: N Norte, C-N Centro-Norte; C Centro; S Sur.

Localidad	Zona	Muestra	Nombre
El Oscuro	N	OS9	Basalto alcalino
Negro 3	N	NO7	Basalto alcalino
Negro 2	N	NL13	Basalto alcalino
Morado 2	N	M4	Basalto (olivínico) subsaturado
Chato segundo	N	CS2	Basanita
Chato	N	CH7	Basanita
Del Chivo	N	DC8	Basalto alcalino
Los Corrales	N	C6	Basalto alcalino
El Lindero	N	LI2	Basalto alcalino
El Peludo	N	P9	Basanita
De la Laguna	N	LA19	Basanita
Negro 1	N	NA2	Ankaramita
Agua de Torres	N	AT9	Basanita
De Díaz 1	N	DA1	Basanita
De Díaz 2	N	DB6	Basalto alcalino
Jagüel del Moro	N	JM4	Basalto (olivínico) subsaturado
Puntudo	N	PU7	Basalto alcalino
Amarillo	N	AM7	Tefrita
La Negra	N	NE6	Basalto alcalino
El Tordillo	N	TO7	Basalto alcalino
El Penepe	C-N	PE6	Hawaíta (traquibasalto)
El Cenizo	C-N	PE6B	Basalto alcalino
El Cenizo	C-N	CE9	Basalto (olivínico) subsaturado
El Cenizo	C-N	CE15	Hawaíta (traquibasalto)
El Gato	C-N	GA8	Basalto alcalino
La Parva	C-N	PA10	Hawaíta (traquibasalto)
Los Carrizales	C	CA4	Hawaíta (traquibasalto)
Morado 1	C	M100	Hawaíta (traquibasalto)
Tapa	C	TA6	Hawaíta (traquibasalto)
Del Nido	C	N29	Basalto (olivínico) subsaturado
Ñire Co	C	Ñ4	Hawaíta (traquibasalto)
Escorial	C	A46	Basalto alcalino
Agua Poca	C	AP61	Basalto alcalino
Huanul	S	HU6	Tefrita
El Pozo	S	PO3	Basalto alcalino
El Águila	S	AG8	Basalto alcalino
Rial	S	Ri4	Basalto alcalino
La Yegua	S	Y9	Basalto (olivínico) subsaturado
La Blanca	S	B9	Basanita
Morado 3	S	MO14	Basalto alcalino

Se calculó el valor del parámetro mg ($MgO/40,32)/(MgO/40,32+FeO_{tot}/71,85)$ para las rocas estudiadas, este muestra una variación comprendida entre 0,43 [CE15] y 0,69 [NO7] (Apéndice 2). Los valores más bajos (de 0,41 a 0,45) son de las rocas provenientes de coladas asignadas al Basalto La Parva (cerros El Cenizo, El Penepe y La Parva) y de una colada del cerro Los Carrizales (Basalto Los Carrizales) indicando un grado de diferenciación magmática mayor que el resto de los basaltos de las otras localidades. Los más altos (0,67 a 0,68) corresponden a rocas de los cerros Morado 2 [M4] y Negro 3 [NO7]. Según Wilson (1989) los basaltos con una composición en equilibrio con olivino del manto tienen un rango del mg comprendido entre 0,68 y 0,75, sólo una de las muestras analizadas [NO7] cae en ese rango. El parámetro mg tienen un ámbito de variación en las rocas de la zona Norte de 0,53 [CH7 y JM4] a 0,68 [NO7], en las de la zona Centro-Norte de 0,41 [CE15] a 0,43 [PE6 y PE6B], en las de la zona Centro de 0,44 [CA4] a 0,56 [AP61] y en las de la zona Sur de 0,45 [Y9] a 0,60 [HU6, AG8 y Ri4] (Fig. 16).

En la Fig. 16 se observa que las rocas de todas las zonas muestran correlación negativa del Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O y SiO_2 en relación con el parámetro mg . Con respecto al K_2O , las muestras de las zonas Norte y Centro-Norte tienen correlación negativa, en cambio las rocas de las zonas Centro y Sur desarrollan una correlación positiva de ese óxido con relación al mg .

Los contenidos de CaO de todas las muestras ponen de manifiesto la separación de los distintos grupos excepto para las rocas de la zona Sur, las que se dispersan en dos conjuntos. El CaO se mantiene relativamente constante con el aumento del mg para todas las muestras en general, aunque se observan variaciones de cada grupo en particular: se nota una leve tendencia positiva de las rocas de las zonas Norte y Centro, una tendencia positiva marcada en las rocas de la zona Sur y una leve variación positiva en las rocas de la zona Centro-Norte entre esos dos compuestos (Fig. 16).

El FeO (total) tiene correlación positiva con relación al MgO , ya sea analizando todas las muestras en conjunto como cada grupo en particular (Fig. 17).

Las variaciones de Al_2O_3 , TiO_2 , SiO_2 y Na_2O concuerdan con las tendencias observadas con anterioridad (Bermúdez y Delpino 1989), en los basaltos de los campos volcánicos Llanquanelo y Payún Matru.

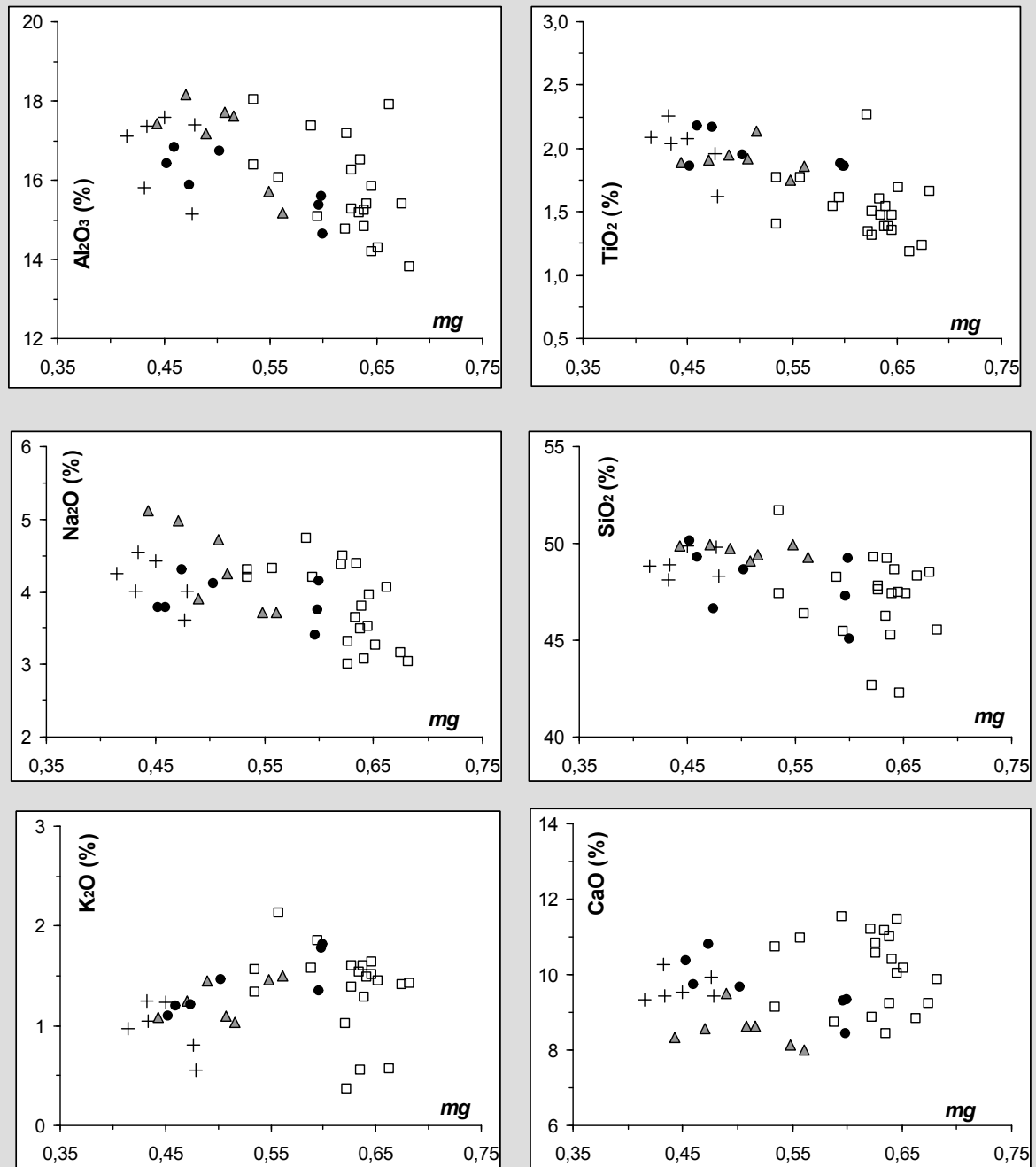


Figura 16. Diagramas de variación de óxidos mayoritarios respecto del *mg*. Símbolos igual que en Fig. 14.

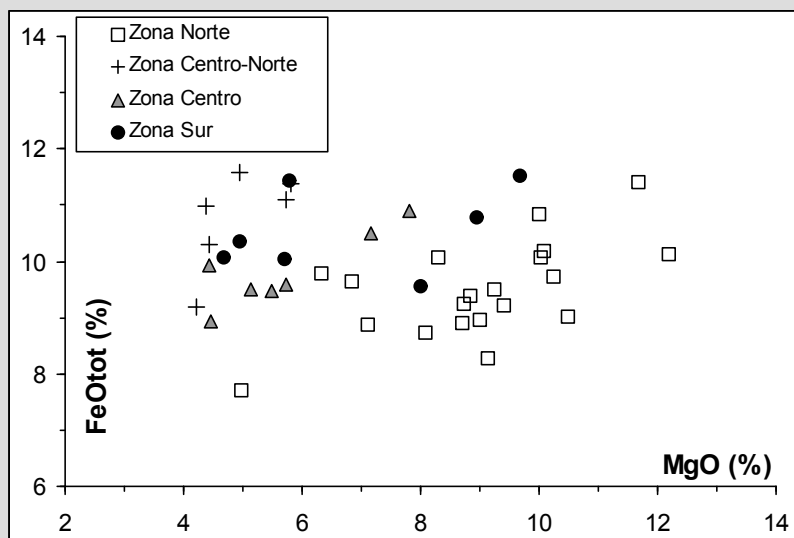


Figura 17. Diagrama de variación del FeO (total) con respecto al MgO.

El cálculo de la Norma C.I.P.W. permite obtener la mineralogía (hipotética) de una roca a partir de su análisis químico. Con el programa KWare-Magma se calcularon los minerales normativos para todas las muestras, con una relación $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)=0,85$ según sugerencias de Rollinson (1993) (Apéndice 2). A partir de este cálculo surge que todas las muestras contienen nefelina entre 1,4 [CE9] y 18,2 % [P9] y olivino entre 13,7 [PA10] y 29 % [NO7]. Con los minerales normativos se calculó el “Índice de Diferenciación” ($\text{ID} = \text{Q} + \text{Or} + \text{Ab} + \text{Ne} + \text{Ks} + \text{Lc}$) propuesto por Thornton y Tuttle (1960, en Ragland 1989). Del análisis de este parámetro resulta que las muestras más primitivas son NA2, CS2, NO7 y LA19 ($\text{ID} = 26-28$) y las más evolucionadas son Ñ4 y CA4 ($\text{ID} = 44$). Cabe acotar que algunas rocas tipo promedio tienen los siguientes valores de ID: andesita 56; diorita 48; basalto 35; gabro 30; diabasa olivínica 30; gabro olivínico 27 y picrita 12.

4.6.2 Elementos traza

Los valores de los análisis de elementos traza se exponen en el Apéndice 2, para todas las muestras se analizaron Nb (niobio), Zr (circonio), Y (itrio), Sr (estroncio) y Rb (rubidio) por el método Fluorescencia de rayos X, excepto A46, N29 y AP61, las que fueron analizadas según la metodología ICP-MS por Bertotto (1997).

Las distintas relaciones entre elementos incompatibles presentan variaciones en los grupos de rocas estudiados, por ejemplo la relación Zr/Ti tiene valores de 0,0177 (zona Norte), 0,0144 (zona Centro-Norte), 0,0154 (zona Centro) y 0,0135 (zona Sur). La mayor diferencia se da entre las muestras de la zona Norte y las demás zonas. Esta relación Zr/Ti no varía significativamente por fraccionamiento, por lo tanto, su variación estaría relacionada con: diversos grados de fusión parcial, procesos de sistema abierto durante el ascenso del magma o fuentes con distintas composiciones.

Al igual que lo observado por Dorendorf *et al.* (2000) para lavas de Kamchatka, la relación Nb/Zr no varía significativamente con el fraccionamiento en las muestras de este trabajo (Fig. 18), por lo tanto su variación estaría relacionada con variaciones composicionales de la fuente de los magmas. Todas las muestras estudiadas presentan altas relaciones Nb/Zr comparadas con basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB) (Fig. 18). Estos valores altos se corresponderían con un origen de manto enriquecido o de composición más primitiva (poco empobrecido).

Los valores promedio de Zr (165 ppm) y Nb (20,2 ppm) son mayores que los registrados por Bermúdez y Delpino (1989) en los campos volcánicos Payún Matru y Llanquanelo reafirmando el carácter alcalino de las muestras aquí estudiadas.

Pearce (1996) señaló la importancia en la utilización de patrones discriminantes conteniendo elementos altamente incompatibles. Este autor expuso los patrones típicos generados por composiciones promedio (normalizadas) de los distintos magmas, quedando de manifiesto entonces, las variaciones para basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB), basaltos de intraplaca (WPB), basaltos de arco volcánico (VAB) y transiciones MORB/WPB, MORB/VAB, VAB/WPB. Luego de normalizar y graficar los datos de las muestras aquí estudiadas (Fig. 19) se compararon los patrones obtenidos para las distintas zonas, y se halló una importante coincidencia con el patrón de los basaltos de intraplaca indicado por Pearce (1996).

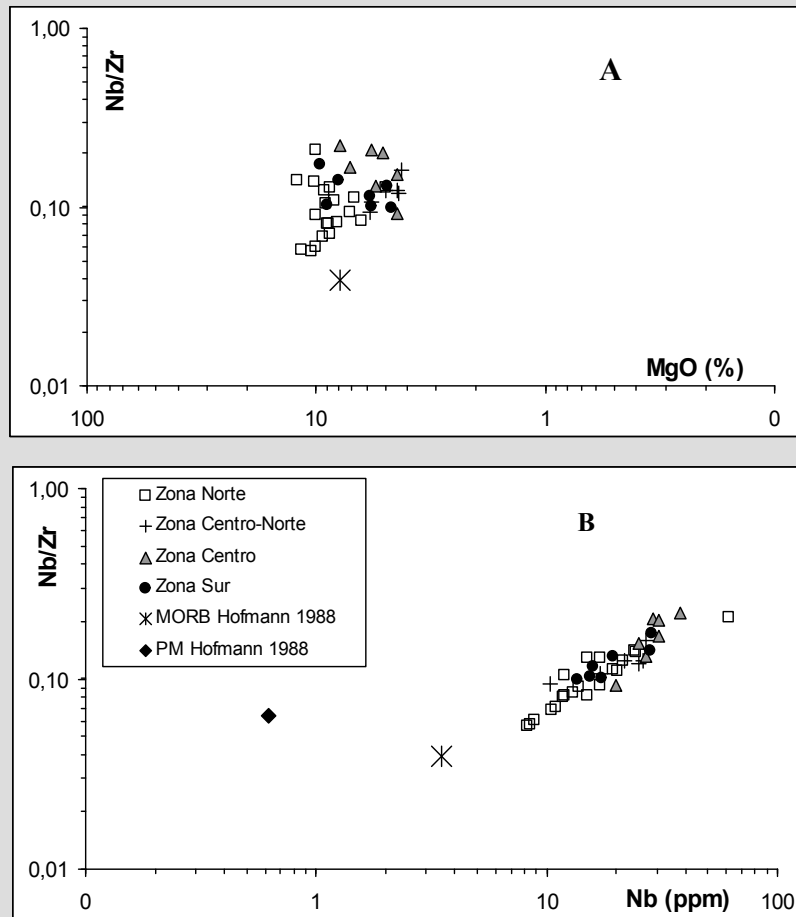


Figura 18. Diagramas de variación de la relación Nb/Zr con respecto al MgO (A) y al Nb (B). Referencias: MORB basaltos de dorsal centro-oceánica; PM manto primitivo.

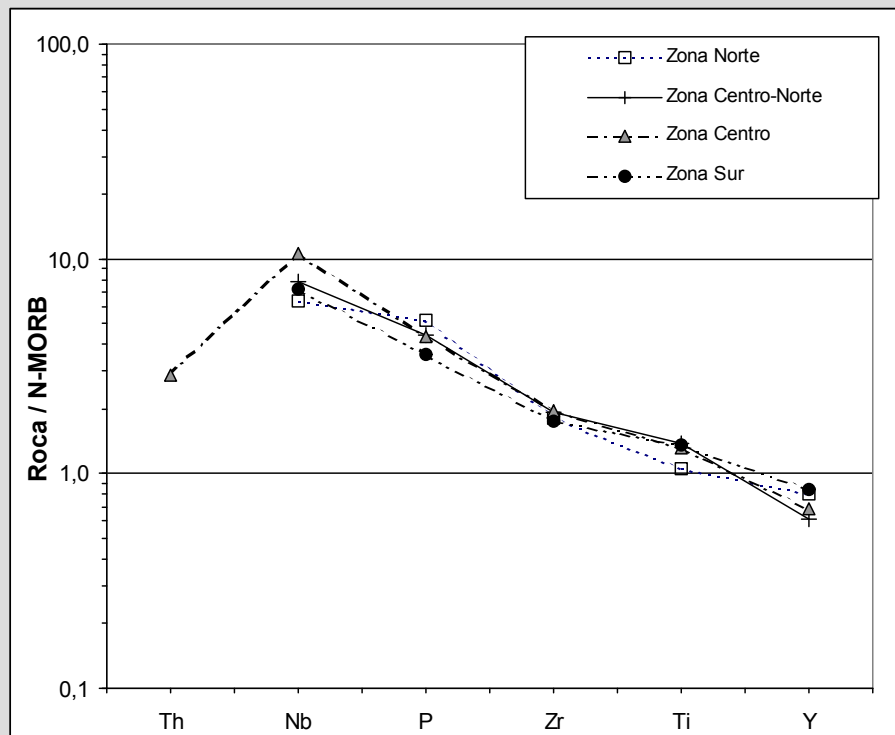


Figura 19. Concentraciones de elementos traza normalizados a N-MORB (Pearce 1996). Se tomaron los valores promedio de cada zona. Nótese la similitud de los patrones en las cuatro zonas.

Con los datos químicos de elementos traza de todas las muestras se empleó el diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y como indicador del tipo de roca, en este caso se usó la versión de Pearce (1996), quien realizó modificaciones respecto de la versión original de Winchester y Floyd (1977) basándose en 8000 análisis químicos. Este diagrama permite obtener los distintos tipos de rocas y a su vez las distingue por su basicidad y alcalinidad. Según el mismo, todas las rocas de este trabajo son básicas, la mayoría de las muestras de las zonas Norte y Sur y una de la zona Centro-Norte son basaltos subalcalinos, en tanto que el resto de las muestras de la zona Centro-Norte y todas las de la zona Centro son basaltos alcalinos (Fig. 20). Debido a que las relaciones Zr/Ti y Nb/Y aumentan con el decrecimiento del grado de fusión y con el incremento del enriquecimiento en el origen, la ubicación de las muestras hacia el campo de las foiditas, desde el punto de vista petrogenético, indica bajos porcentajes de fusión y manto enriquecido (Pearce 1996). En primera instancia se pueden postular estas causas como las responsables de la ubicación de las muestras más cercanas al campo de las foiditas (de derecha a izquierda: AP61, TA6, N29, A46 (zona Centro); LA19 (zona Norte); PE6 (zona Centro-Norte)).

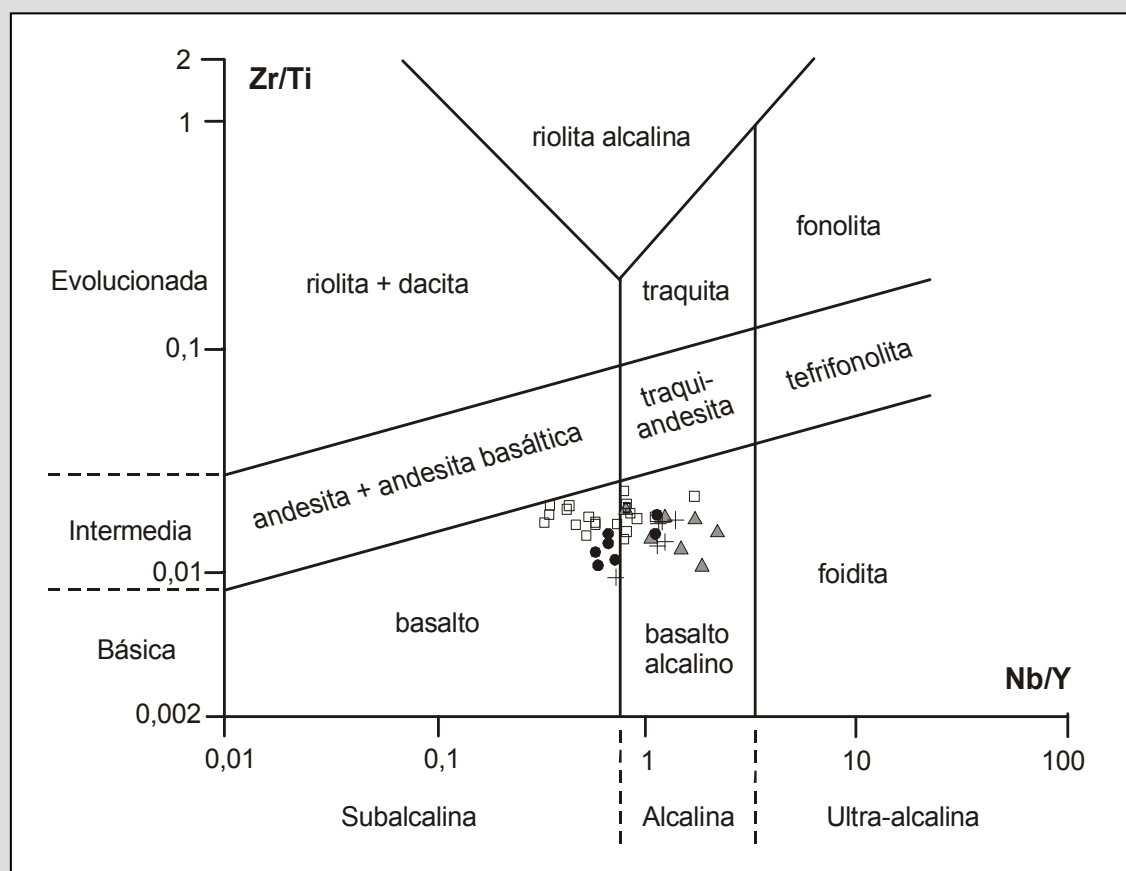


Figura 20. Diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y según Pearce (1996). Símbolos igual que en Fig. 14.

Con los datos de todas las rocas analizadas, se utilizó el diagrama triangular Ti-Zr-Y de Pearce y Cann (1973). Este gráfico es un indicador de afinidad de magmas con ambiente de intraplaca y separa más del 95 % de los basaltos de intraplaca (WPB) de los otros tipos de magma, Pearce (1996) recomendó usarlo sólo para rocas que se ubican por debajo del límite diagonal inferior en el diagrama de la Fig. 21. La mayoría de las muestras pertenece al campo de los basaltos de intraplaca aunque existe una marcada tendencia de algunas muestras de la Zona Norte hacia el campo “C” de los basaltos de arco volcánico (calcoalcalinos). Según Pearce (1996) la separación de los basaltos de intraplaca en forma definida en el campo “D” petrogenéticamente se debe a eventos de enriquecimiento y bajos grados de fusión de lherzolita en facies de granate lo que hace que las muestras se alejen de la esquina del elemento Y, por otro lado fusión somera y enriquecimiento de lherzolita en facies de espinela hace que las muestras se acerquen al extremo del Zr. Por esto puede postularse que por la ubicación de la mayoría de las muestras, estaríamos en presencia de basaltos de intraplaca generados a partir de bajos grados de fusión de un manto enriquecido.

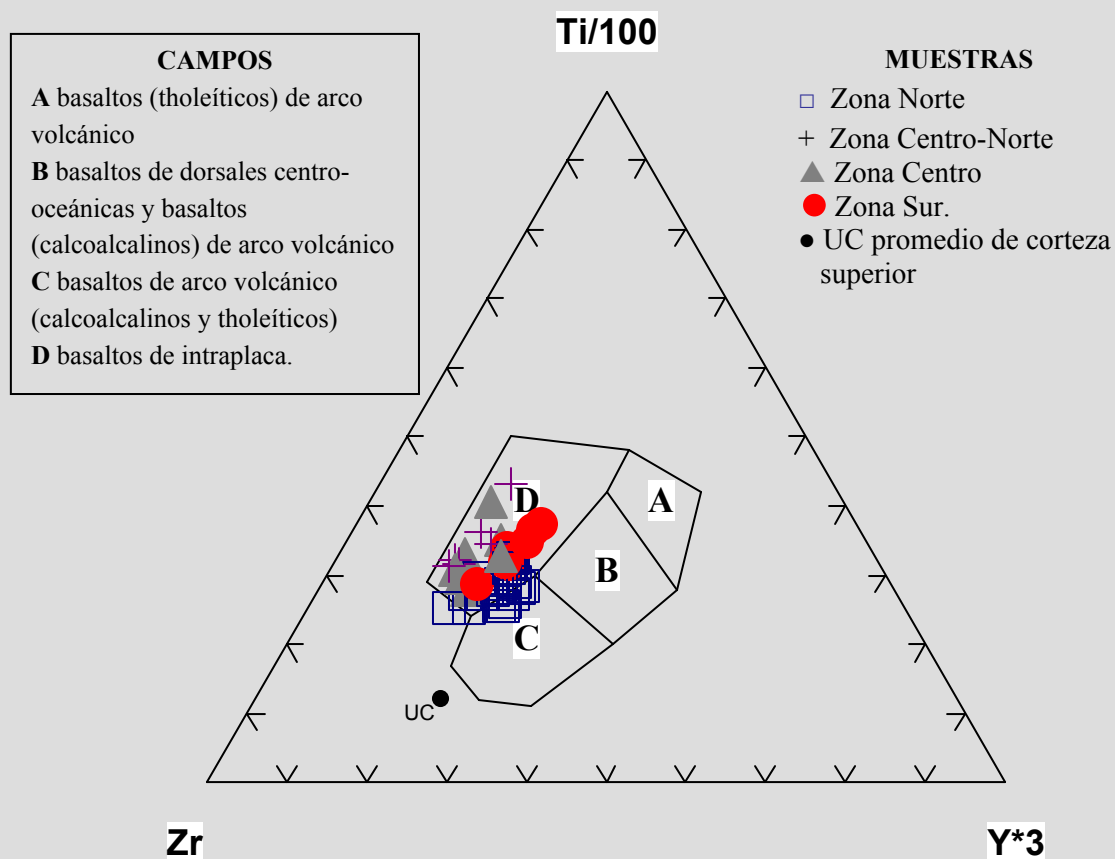


Figura 21. Diagrama discriminante de ambientes tectónicos según Pearce y Cann (1973).

4.6.3 Isótopos

Se obtuvieron 7 análisis isotópicos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de rocas basálticas (Tabla 5) en laboratorios de la Universidad de San Pablo (Brasil) con preparación previa en el Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata. El ámbito de variación de estos nuevos valores (0,70318 - 0,70428) es mayor al obtenido previamente (0,70382 - 0,70419) por Muñoz *et al.* (1989) con 9 análisis de rocas de la PBAC (campos volcánicos Payún Matru y Llanquanelo) al oeste de las localidades aquí estudiadas (Fig. 22), concordando con lo expuesto por Stern (1989), quien indicó que los basaltos de meseta patagónicos tienen un rango de variación en las composiciones isotópicas de Sr mayor que las lavas del arco orogénico andino. Este autor atribuyó dicha diferencia a un mayor grado de fusión parcial de las lavas del arco y a una posible homogeneización sub-arco de las mismas como lo sugirieran Gerlach *et al.* (1983).

Con el fin de comparar los nuevos datos, se los grafica junto con los presentados por Stern (1989) y Muñoz *et al.* (1989) correspondientes a lavas de meseta patagónicas y a basaltos del arco orogénico andino del Plioceno-Cuaternario (Fig. 22).

Tabla 5. Valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenidos durante este trabajo en rocas basálticas, con “*” se indican las portadoras de xenolitos ultramáficos.

Localidad	Morado 2	Los Corrales	* De la Laguna	Negro 1	Ñire Co	Morado 1	* Huanul
Zona	N	N	N	N	C	C	S
Muestra	M4	C6	LA19	NA2	Ñ4	M100	HU6
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70396	0,70349	0,70318	0,70379	0,70428	0,70414	0,70384

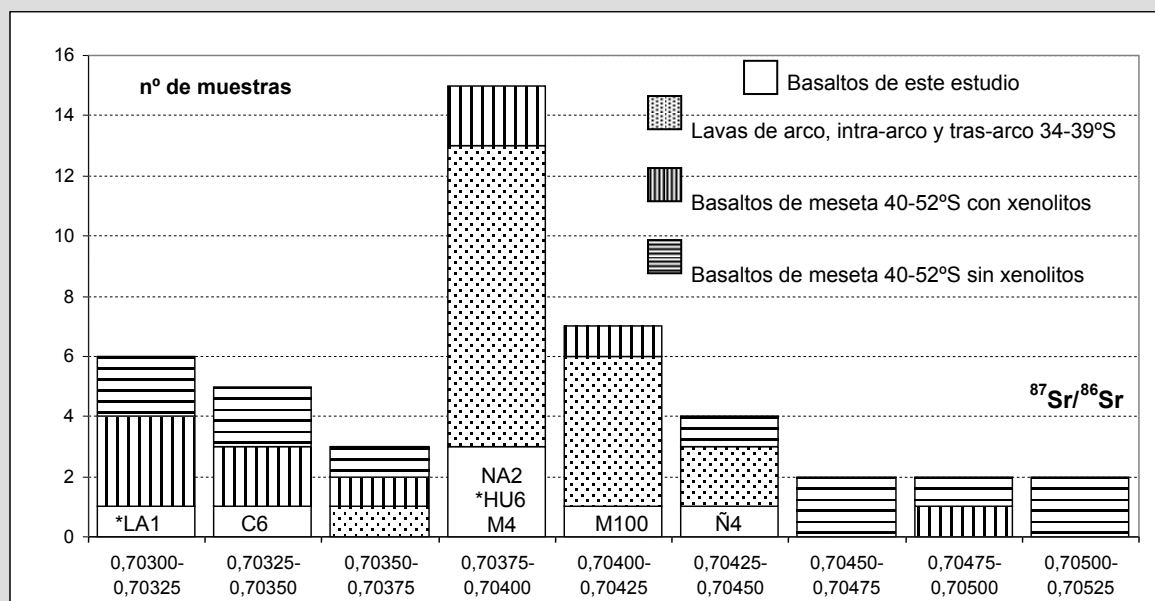


Figura 22. Gráfico de frecuencia de las relaciones isotópicas de Sr en lavas al sur de los 34°S. Dentro del grupo de “lavas de arco, intra-arco y tras-arco 34-34°S” están incluidas la muestras de la PBAC. Se indican los nuevos datos, con “*” se señalan las portadoras de xenolitos ultramáficos, el resto de los valores tomados de Muñoz *et al.* (1989) y Stern (1989).

5.XENOLITOS ULTRAMÁFICOS

5.1 CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

5.1.1 Agua Poca

La mayoría (más del 95 %) de los xenolitos de Agua Poca (Fig. 24) son peridotitas en facies de espinela, se halló también una piroxenita plagioclasífera portadora de espinela. Dentro de las peridotitas, el tipo de roca dominante es lherzolita espinelífera (88 %) seguido por harzburgita espinelífera (12 %) (Fig. 23). Las texturas presentes, en orden de abundancia son; porfiroclástica, protogranular a porfiroclástica y porfiroclástica a equigranular, todas de Tipo I (Fig. 24 y 25; Apéndice 3).

El **olivino** es la fase predominante en todas las litologías identificadas, el contenido modal varía entre 47 y 84 %. Este mineral se presenta mayormente en individuos anhedrales y en menor medida en cristales subhedrales, los olivinos mayores (generalmente porfiroclastos anhedrales) alcanzan tamaños de 6,0 por 3,8 mm, los subhedrales (principalmente neoblastos) tienen en general un tamaño medio de 0,55 milímetros. Los bordes cristalinos son mayormente rugosos (*ragged* de Mercier y Nicolas 1975) y poligonales, y en menor medida curvilíneos. Todas las muestras presentan porfiroclastos de olivino con estructuras de dislocación (*kink bands*). En algunas muestras se desarrollan óxidos de hierro en el *parting* y márgenes de los olivinos, mientras que escasas rocas presentan olivinos con corona de reacción. En un caso se detectó la presencia de reacción en el contacto olivino-basalto, ésta provocó la generación de pequeños cristales no identificables al microscopio.

El contenido modal de **ortopiroxeno** fluctúa entre 12 y 41 %. Los cristales son anhedrales y tienen un diámetro máximo de 11 milímetros. Los márgenes cristalinos son mayormente rugosos y poligonales, se observan en menor proporción, bordes curvilíneos. Pocos cristales presentan débil desarrollo de extinción ondulatoria. Es frecuente la presencia de exsoluciones de clinopiroxeno, fundamentalmente en los grandes cristales. En dos muestras se observaron reacciones de ortopiroxeno con el basalto alojante.

La proporción modal de **clinopiroxeno** varía entre 2 y 22 %. Los cristales son anhedrales y tienen 2,3 mm de tamaño máximo. En varias muestras se observaron exsoluciones. Es frecuente la presencia de reacción en los márgenes del clinopiroxeno, ésta es débil en general y sólo en pocos casos se observa el desarrollo completo de una corona de recristalización en torno al cristal. El tren de variación de las relaciones modales cpx/opx vs. cpx, en los xenolitos de Agua Poca, es similar a los indicados por los modelos de empobrecimiento relacionados a fusión parcial (Fig. 26).

La **espinela** se presenta en proporciones modales variables entre 1 y 5 %. Los cristales tienen tamaños que van desde 0,06 a 4,0 mm y formas anhedrales a subhedrales. Es frecuente en las muestras con textura porfiroclástica, la presencia de espinelas elongadas (Fig. 25-a).

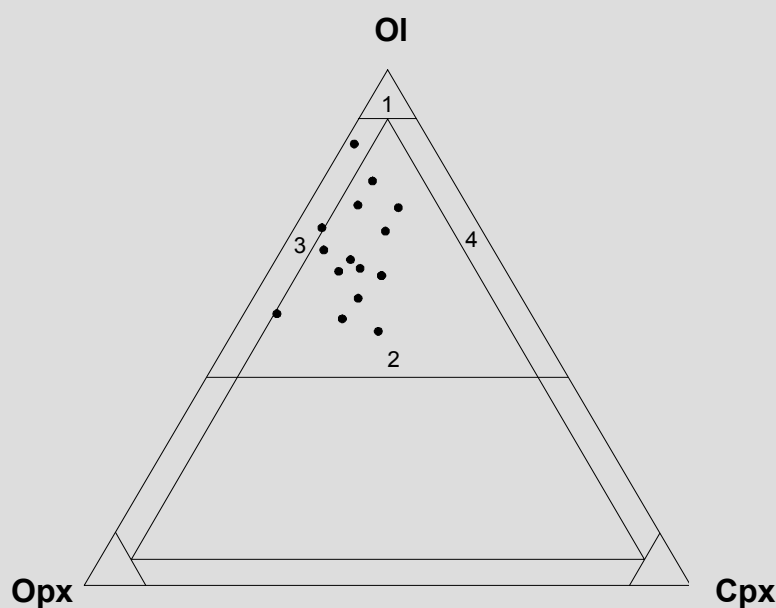
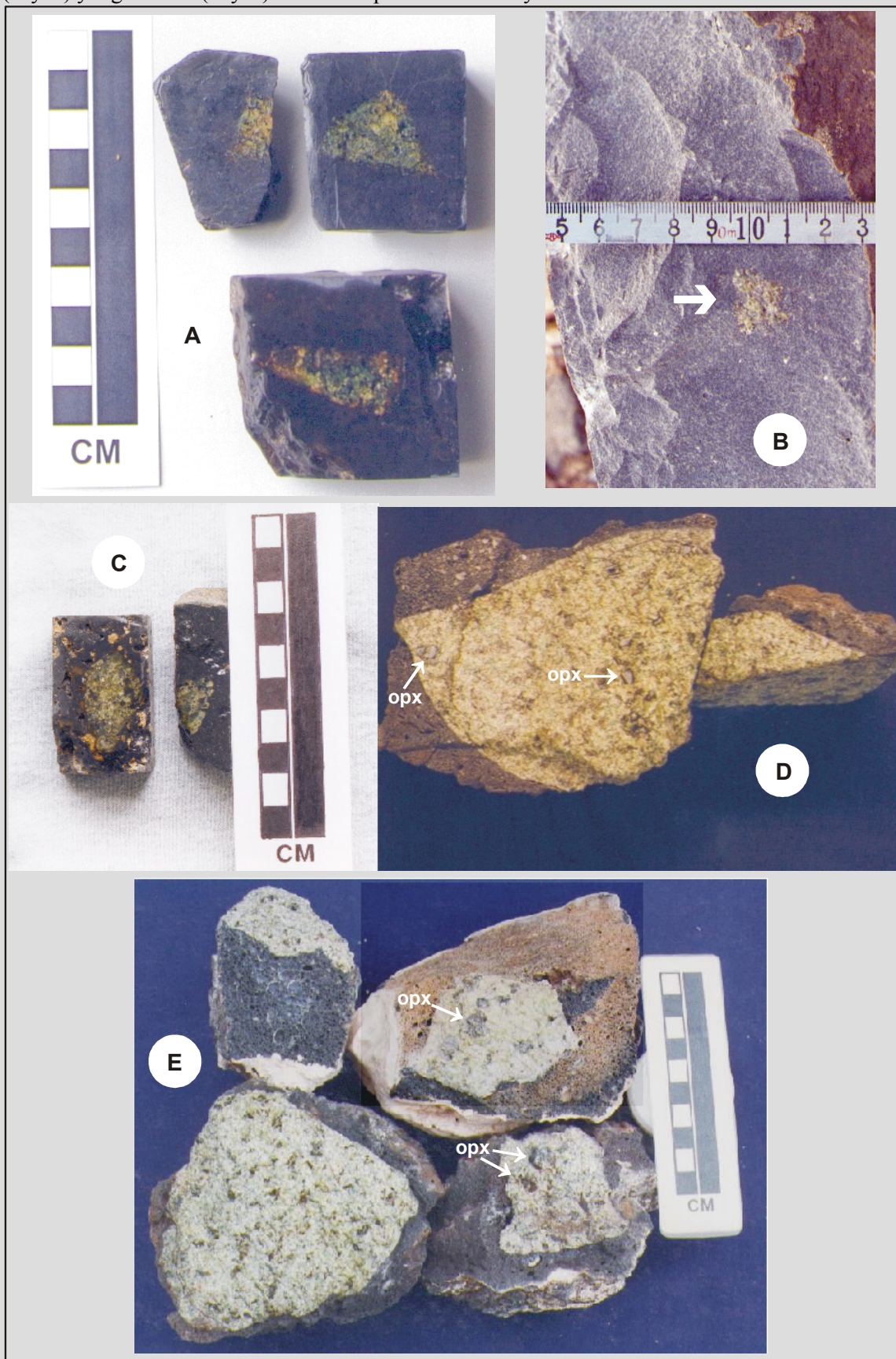


Figura 23. Diagrama clasificadorio según la composición modal de los xenolitos. Campos: 1 dunitas; 2 lherzolitas; 3 harzburgitas; 4 wherlitas. Círculos: Agua Poca.

Figura 24 (página siguiente). Xenolitos ultramáficos de las localidades: De la Laguna (A); Huanul (B y C) y Agua Poca (D y E). La escala para las fotos C y D es la misma.



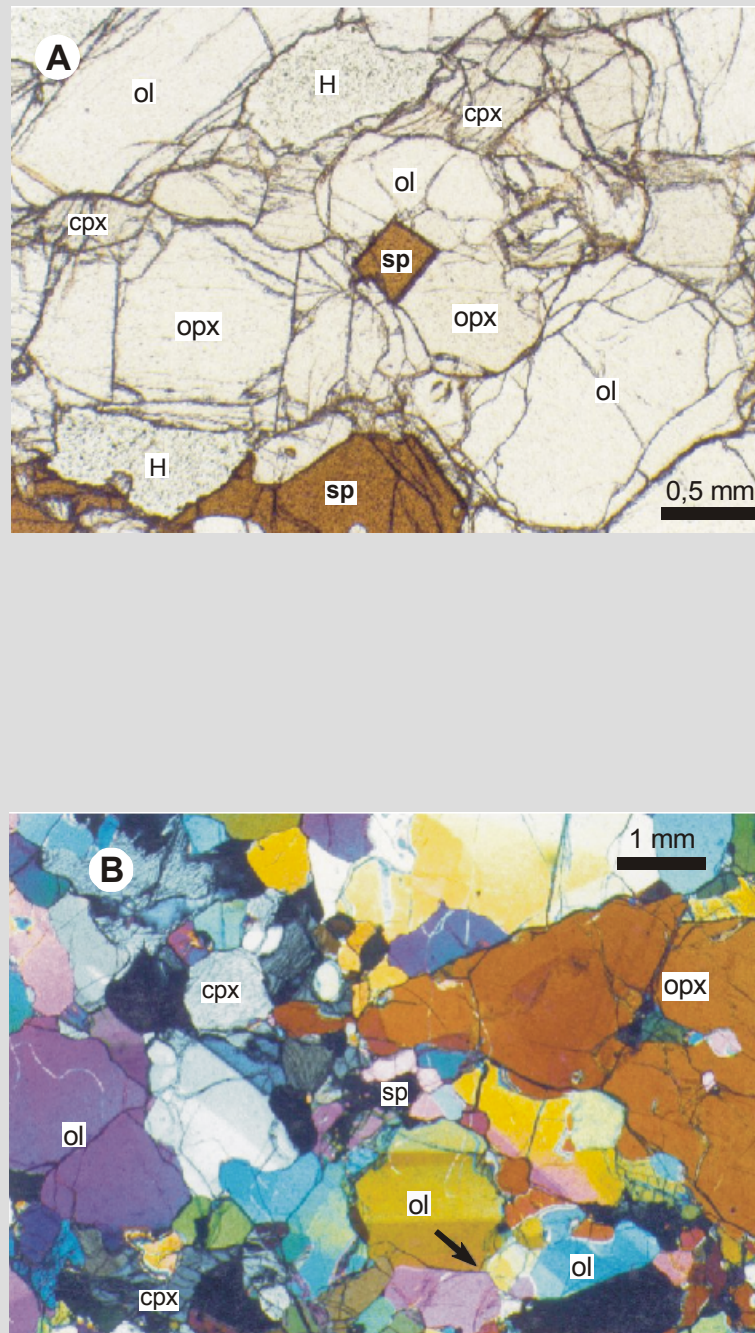


Figura 25. Microfotos de xenolitos ultramáficos de Agua Poca. A) Luz natural, B) luz polarizada, obsérvense las bandas de deformación en olivinos y puntos triples entre distintos cristales (flecha). Referencias; H: hueco, ol: olivino, opx: ortopiroxeno, cpx: clinopiroxeno, sp: espinela.

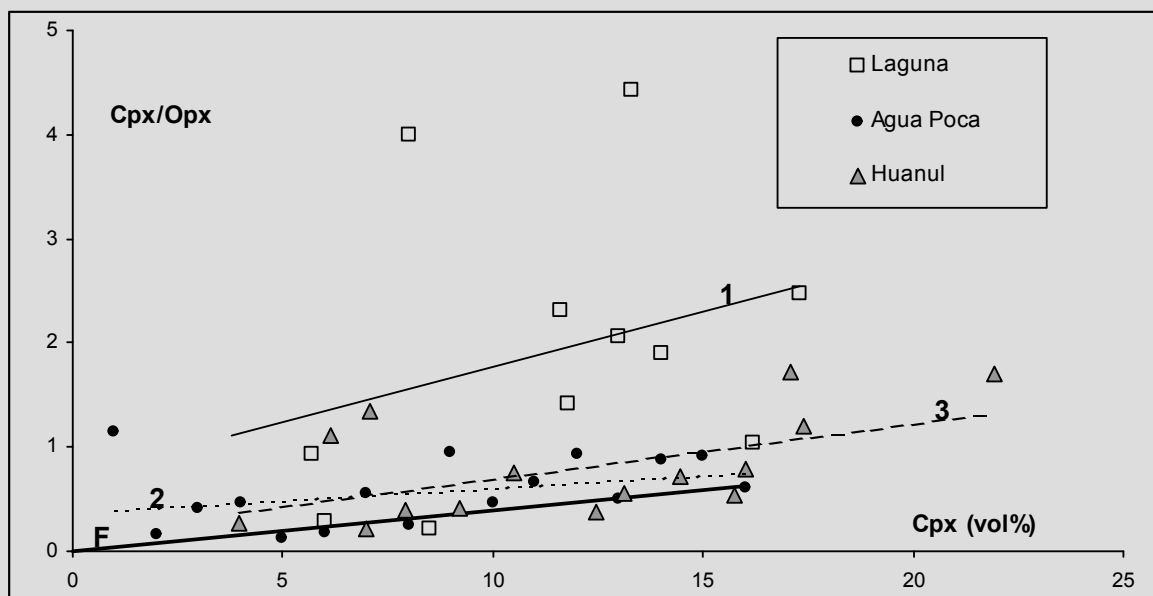


Figura 26. Diagrama de variación modal cpx/opx vs. cpx. Se muestran las líneas de tendencia de los xenolitos de los cerros: 1 De la Laguna, 2 Agua Poca y 3 Huanul. La línea de trazo continuo indicada con F representa el tren de variación por fusión parcial de un manto primitivo (tomada de Comin-Chiaramonti *et al.* 2001)

5.1.2 De la Laguna

Todos los xenolitos del cerro De la Laguna pueden clasificarse como peridotitas en facies de espinela y el tipo de roca dominante es lherzolita seguido por wehrlita y dunita (Fig. 27). Las texturas identificadas son porfiroclástica de Tipo I y porfiroclástica a equigranular de Tipo I en orden de abundancia relativa. El diámetro máximo de las peridotitas es de 6 centímetros (Fig. 24-a).

El **olivino** es la fase dominante en todas las litologías identificadas, el contenido modal varía de 35 a 81 %. Los individuos son anhedrales y en menor proporción subhedrales. Los cristales de mayor tamaño (porfiroclastos anhedrales) en general no sobrepasan los 4,6 mm y excepcionalmente alcanzan los 6,6 mm de diámetro máximo. Los bordes cristalinos son principalmente rugosos (*ragged*) y poligonales, y en menor medida poligonales y rugosos, asimismo, es frecuente el desarrollo de puntos triples principalmente entre olivinos. En todas las muestras se hallan individuos de olivino con estructuras de dislocación (*kink bands*), las cuales sin embargo, no muestran un desarrollo importante. En el *parting* de los olivinos se desarrollan óxidos de hierro de color rojizo y

verdoso, los que, por sus características ópticas podrían corresponder a iddingsita y bowlingita respectivamente.

El contenido modal de **ortopiroxeno** fluctúa entre 0 y 38,9 %. Los cristales son anhedrales y tienen un tamaño máximo de 6,6 mm aunque en general no superan los 4,9 milímetros. Es notable la generación de láminas de exsolución de clinopiroxeno, las que tienen formas continuas o entrecortadas, dependiendo de su desarrollo. Algunos ortopiroxenos muestran débil desarrollo de extinción ondulatoria.

El **clinopiroxeno** se presenta en proporciones modales variables entre 3,8 y 32,3 %. Los cristales son anhedrales y tienen un tamaño máximo de 3,2 milímetros. En varias secciones delgadas de roca, los clinopiroxenos contienen láminas de exsolución muy finas (menores de 10 μm) de un mineral translúcido color verde claro sin analizador. Es frecuente hallar inclusiones fluidas alineadas de origen secundario (según criterio de Roedder 1984) (Fig. 28-a). Las relaciones modales cpx/opx vs. cpx muestran una línea de tendencia de correlación positiva pero esta debe tomarse con cuidado debido a la notable dispersión de las muestras (Fig. 26).

La proporción modal de **espinela** varía entre 1,2 y 5,3 %. Los cristales alcanzan un diámetro máximo de 2,7 mm y son mayormente anhedrales y en menor proporción subhedrales. En las muestras con textura porfiroclástica los individuos son elongados (Fig. 28-a) o se disponen alineándose de manera similar a las espinelas con textura tipo hoja de acebo o *holly leaf* (Mercier y Nicolas 1975).

En el contacto xenolito-basalto y en menor medida en el interior del xenolito, se desarrollan **zonas de reacción**, los minerales más afectados por la misma son ortopiroxeno y clinopiroxeno, en tanto que en las espinelas y en los olivinos las reacciones son menos notorias (Fig. 28-b). Es muy común la ocurrencia de reacción en los márgenes y en el interior de los individuos de ortopiroxeno y clinopiroxeno, tanto en el contacto con el basalto como dentro del xenolito. Esta reacción comienza produciendo una corona de recristalización en torno al mineral (Fig. 28-c), luego ingresa más notoriamente en el cristal y en las etapas más avanzadas afecta la totalidad del mismo no reconociéndose relictos del mineral original. En las espinelas la reacción genera una corona en torno a los cristales (Fig. 28-a). Las zonas de reacción ocupan del 3,9 al 23,1 % del xenolito y cuando el progreso de la misma es significativo, se puede reconocer la textura resultante. Ésta es ofítica con un mineral de bajo relieve englobando pequeños cristales no identificables con el microscopio óptico. Asociados al mineral de bajo relieve se encuentran escasos

individuos de plagioclasa con macla de albita (Fig. 28-d). Estos individuos no superan los 0,12 mm de longitud y sobre los mismos se realizaron mediciones del ángulo de extinción, a partir de las cuales se infiere una composición promedio de 30,75 % de anortita (andesina) para las plagioclasas (según Tabla 5.2 de Hibbard 1995).

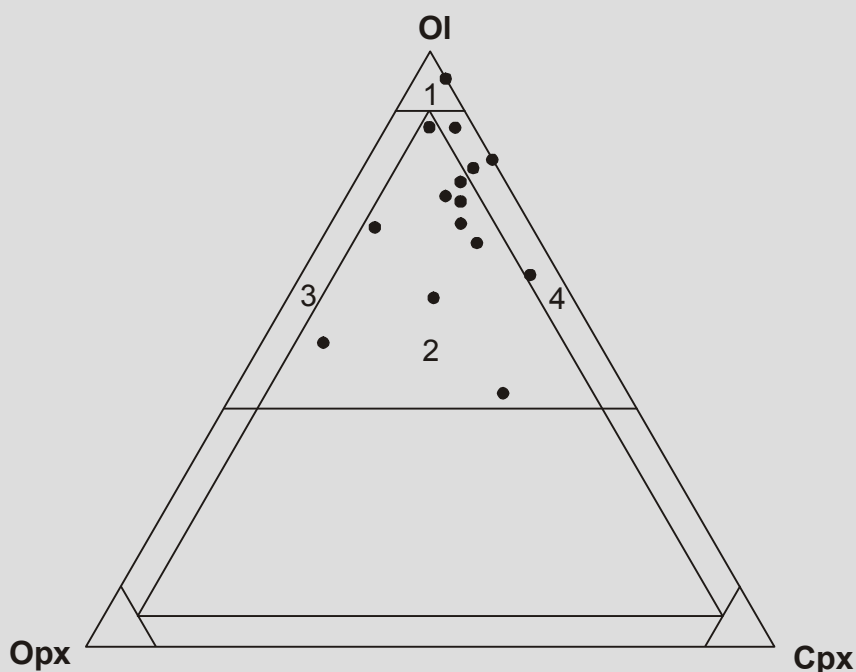
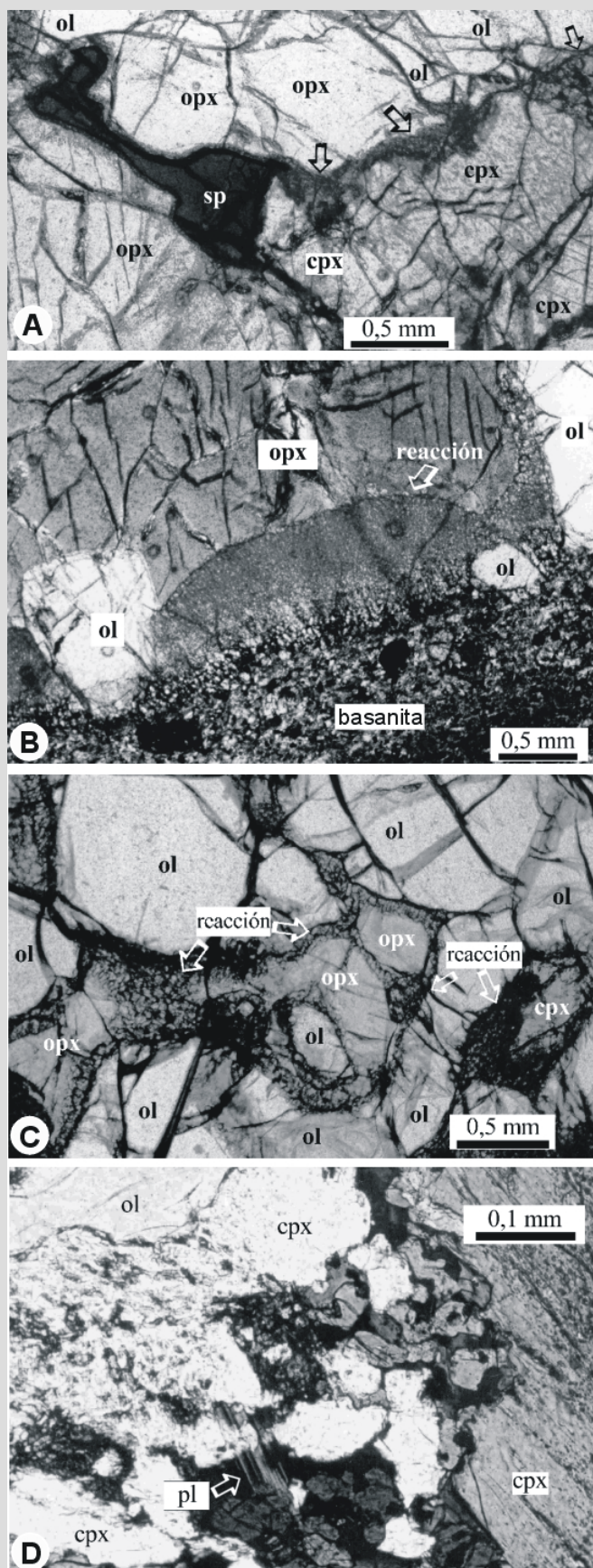


Figura 27. Clasificación de los xenolitos ultramáficos según la composición modal. Campos: 1 dunitas, 2 lherzolitas, 3 harzburgitas, 4 wehrlitas. Círculos: cerro De la Laguna.

Figura 28 (página siguiente). Microfotografías de lherzolitas espinelíferas del cerro De la Laguna: A) se aprecian reacciones (indicadas con flechas) en los márgenes cristalinos, láminas de exsolución en el clinopiroxeno del margen inferior derecho y espinela elongada con corona de reacción, luz natural; B) contacto basalto-xenolito, nótese la importante reacción basalto-ortopiroxeno y la débil reacción basalto-olivino, luz polarizada; C) se distinguen coronas de reacción en torno a ortopiroxeno y clinopiroxeno, luz natural; d) se observa un cristal de plagioclasa con macla de albita en posición intersticial, luz polarizada

Referencias; ol: olivino, opx: ortopiroxeno, cpx: clinopiroxeno, sp: espinela.



5.1.3 Huanul

Todos los xenolitos del cerro Huanul (Fig. 24-b y 24-c) son peridotitas en facies de espinela, el principal tipo de roca es lherzolita espinelífera (89 %) seguido por harzburgita espinelífera (5,5 %) y websterita olivínica espinélica (5,5 %) (Fig. 29). La asociación mineralógica presente es olivino-ortopiroxeno-clinopiroxeno-espinela. Las texturas identificadas son porfiroclástica de Tipo I, porfiroclástica a equigranular de Tipo I y equigranular de Tipo I, en orden de abundancia relativa (Fig. 30).

El **olivino** es la fase dominante en todas las litologías identificadas, el contenido modal varía entre 21 y 85 %. Se presenta mayormente en individuos anhedrales, sólo localmente adquiere hábito subhedral. Los olivinos de mayor tamaño en general no sobrepasan los 6 mm y excepcionalmente alcanzan los 10 mm de diámetro. Los bordes cristalinos son poligonales e irregulares en proporciones similares. En todas las muestras se observan individuos de olivino con estructuras de dislocación (*kink bands*).

El contenido modal de **ortopiroxeno** fluctúa entre 5,5 y 33 %. Los cristales son anhedrales y tienen un tamaño máximo de 8 milímetros. Es frecuente la presencia de exsoluciones de clinopiroxeno, principalmente en los ortopiroxenos de mayor tamaño.

La proporción modal de **clinopiroxeno** varía entre 4 y 52%. Los individuos son anhedrales y tienen un tamaño máximo de 4 milímetros. Es frecuente el desarrollo de exsoluciones de ortopiroxeno. El tren de variación de las relaciones modales cpx/opx vs. cpx es similar, para la mayoría de las muestras del cerro Huanul, a los indicados por los modelos de empobrecimiento relacionados a fusión parcial (Fig. 26).

La **espinela** se presenta en proporciones modales variables entre 0,4 y 7 %. El diámetro máximo es de 2,3 mm y los cristales son mayormente anhedrales y en menor medida subhedrales.

En el contacto peridotita-basanita se observaron **zonas de reacción** siendo los minerales más afectados ortopiroxeno y clinopiroxeno, en tanto que en los contactos espinela-basanita y olivino-basanita las reacciones son menos notorias. En el interior de los nódulos se desarrollan coronas de reacción en torno a todos los minerales constituyentes, las que alcanzan a ocupar hasta el 9 % del xenolito (Fig. 30). Asociados a las zonas de reacción, se hallaron trenes de inclusiones fluidas secundarias, los que afectan a olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno atravesando los bordes cristalinos.

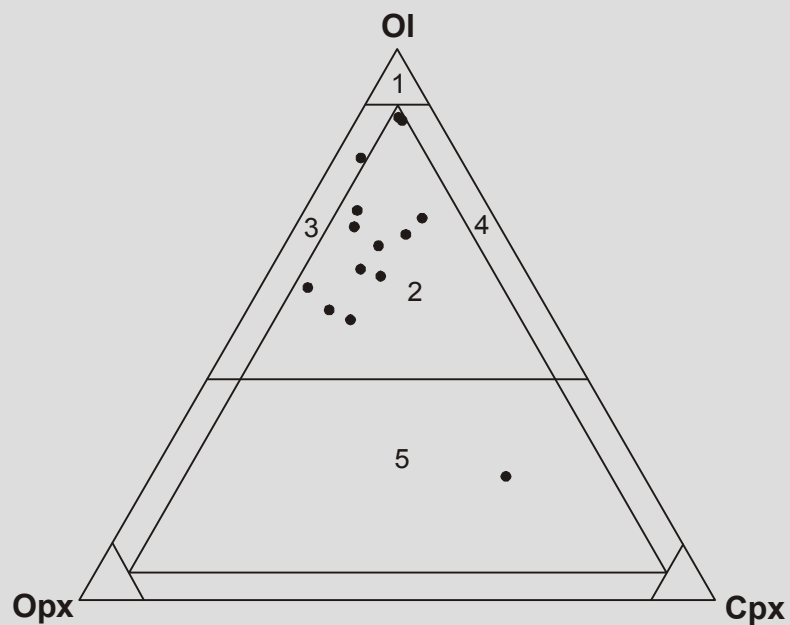


Figura 29. Clasificación de los xenolitos ultramáficos según la composición modal. Campos: 1 dunitas, 2 lherzolitas, 3 harzburgitas, 4 wehrlitas, 5 websteritas. Círculos: cerro Huanul.

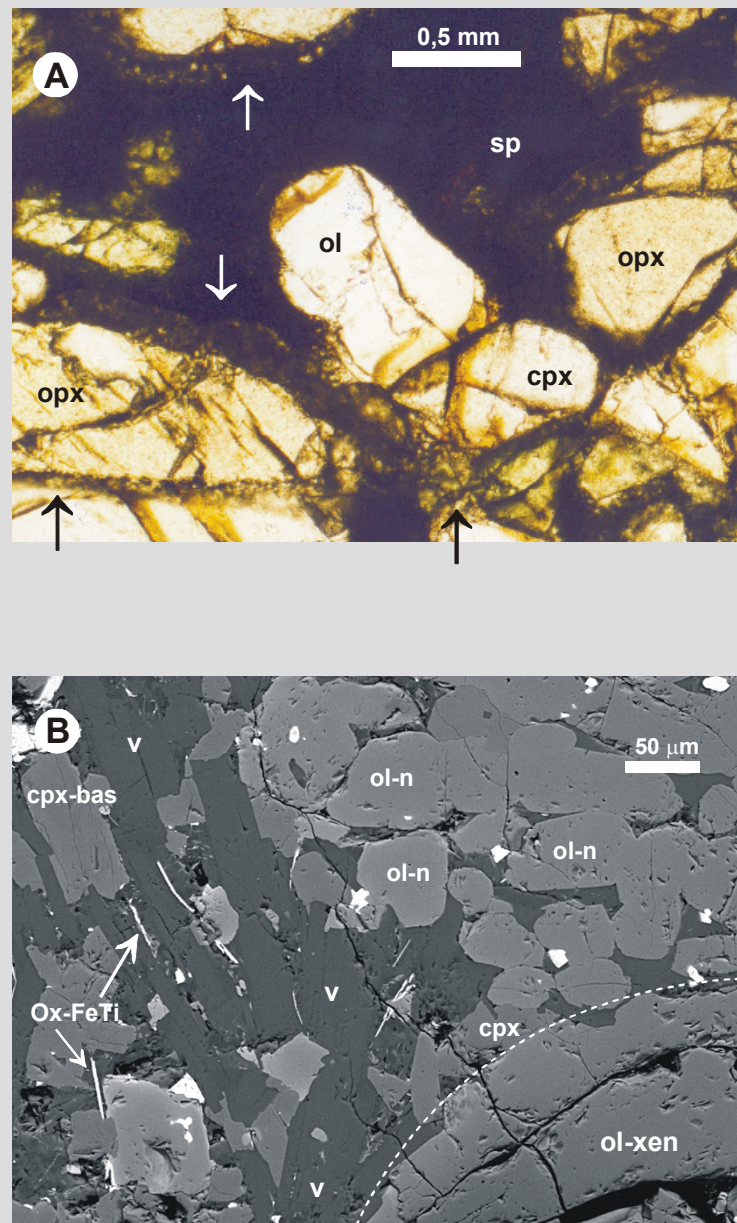


Figura 30. Xenolitos ultramáficos del cerro Huanul. A) Foto al microscopio óptico (luz natural) de una peridotita con olivinos (ol), ortopiroxenos (opx), clinopiroxenos (cpx) y espinelas (sp). Nótense las zonas de reacción indicadas con flechas. B) Imagen de microscopio electrónico de barrido (SEM) de una zona de reacción entre un xenolito ultramáfico y la roca volcánica alojante. Se observa el olivino original del xenolito (ol-xen), clinopiroxenos originales de la roca volcánica (cpx-bas), olivinos de neoformación (ol-n), clinopiroxenos de neoformación (cpx), vidrio (V) y óxidos de Fe-Ti (Ox-FeTi). Se indica con línea de trazos el contacto aproximado xenolito-roca volcánica. Imagen SEM “backscattered” con 20kv de tensión.

Reacciones, con disolución de minerales, son comunes durante la mezcla de magmas heterogéneos parcialmente cristalizados y en los magmas que contienen cristales restíticos inestables y xenocristales. A bajas presiones y moderada subsaturación, los minerales félsicos y los piroxenos se disuelven más rápido que el olivino, el cual a su vez, se disuelve más velozmente que los minerales accesorios (Best y Christiansen 2001). Estas distintas velocidades de disolución se manifiestan en los minerales de las peridotitas aquí estudiadas (Fig. 28 y 30), principalmente en las del cerro De la Laguna; los piroxenos están parcial a totalmente reabsorbidos y rodeados por una asociación de fases producto de la reacción, en cambio los olivinos y las espinelas muestran exigua reabsorción (Fig. 28). La existencia de reacción revela al menos un evento de desequilibrio. A partir de las observaciones petrográficas se puede indicar que el fundido basáltico reaccionó con los minerales del xenolito, por lo tanto este fundido sería uno (o el único) de los responsables de la generación del desequilibrio. La reacción basalto-xenolito podría postularse que ocurrió en el lugar de enfriamiento final ya que no se ven al microscopio desplazamientos entre el basalto, las zonas de reacción y el xenolito.

5.2 CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

5.2.1 Composición química de roca total

Elementos mayores y traza

Debido al reducido tamaño de los xenolitos ultramáficos de los cerros De la Laguna y Huanul, sólo se analizaron químicamente (roca total) muestras halladas en rocas del cerro Agua Poca (datos completos en Apéndice 4). Se incluyen en las interpretaciones geoquímicas dos análisis de xenolitos (AP19 y AP34A) presentados previamente (Bertotto 1997) y tres nuevos (AP80, AP91B y AP75). Los datos químicos de las muestras AP19, AP34A, AP80 y AP91B fueron obtenidos mediante la metodología de fusión ICP-MS, en tanto que los datos de AP75 son de Fluorescencia de Rayos X (XRF) (Ver capítulo de Metodología).

A partir de los análisis químicos de roca total, se observa que los xenolitos de Agua Poca tienen un ámbito de variación de las concentraciones de MgO comprendido entre 37,96 y 43,52 % (Tabla 6, Fig. 30). Los contenidos de elementos basaltófilos (TiO_2 , Al_2O_3 , CaO y Na_2O) son inferiores y el de MgO es mayor que los del manto primitivo según Hofmann (1988), asimismo si bien el número de análisis es todavía escaso, se nota una tendencia de correlación negativa entre el contenido de MgO y los óxidos de Al, Ca, Ti y Na (Fig. 30). En esta misma figura queda de manifiesto que las muestras de Agua Poca tienen mayores contenidos de TiO_2 , Al_2O_3 y CaO que los xenolitos de Sudamérica (Brasil, Paraguay, Argentina y Chile) estudiados por Laurora *et al.* (2001).

Tabla 6. Porcentajes de óxidos en roca total según el método fusión ICP (ActLabs, Canadá) excepto AP75 (método XRF, UFRGS Brasil). Referencias: nd no detectado; LOI pérdidas por fusión; $mg = (\text{MgO}/40,32)/(\text{MgO}/40,32) + (\text{FeO}_{\text{tot}}/71,85)$.

Muestra	AP34A	AP80	AP91B	AP19	AP75
SiO ₂	44,01	42,89	43,73	43,62	44,19
TiO ₂	0,09	0,091	0,135	0,07	0,16
Al ₂ O ₃	2,69	2,79	3,57	2,53	3,81
Fe ₂ O ₃ (tot)	8,83	7,63	9,07	9,39	9,31
MnO	0,12	0,127	0,133	0,13	0,131
MgO	42,58	43,52	40,64	43,04	37,96
CaO	2,34	2,1	3,17	1,97	4,06
Na ₂ O	0,19	0,17	0,18	0,19	0,3
K ₂ O	nd	nd	0,02	nd	0,03
P ₂ O ₅	nd	nd	0,02	nd	0,04
LOI	-0,47	-0,4	-0,26	-0,59	0,00
Total	100,38	98,93	100,41	100,35	99,995
mg	0,91	0,92	0,90	0,91	0,90

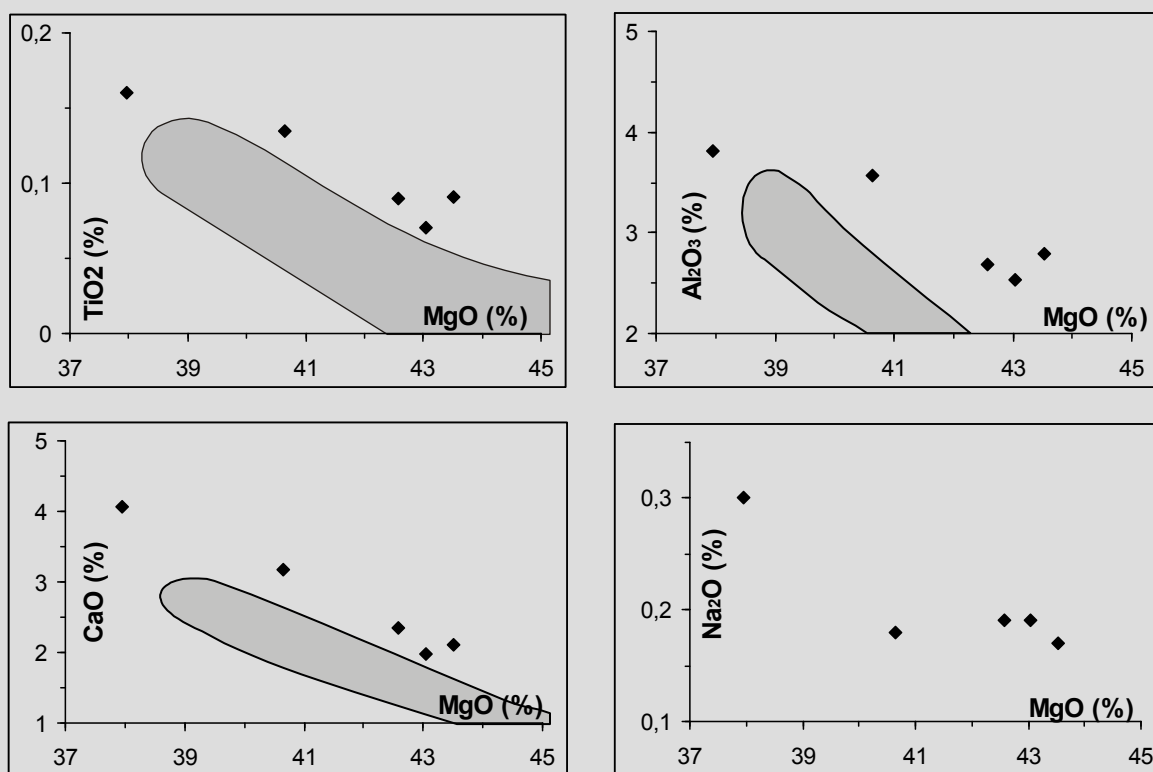


Figura 30. Diagramas de variación de los porcentajes en peso de Al₂O₃, CaO, TiO₂ y Na₂O con respecto al MgO en xenolitos de Agua Poca. Los campos de color gris representan composiciones de xenolitos mantélicos sudamericanos (tomados de Laurora *et al.* 2001).

Los trenes de variación de los elementos mayores, relacionados con fertilidad mantélica, de los xenolitos de Agua Poca se disponen paralelamente a los trenes de variación de los xenolitos sudamericanos (Fig. 30), esta evolución es normalmente interpretada como debida a procesos de extracción de fundidos basálticos por fusión parcial.

En la Fig. 31 se grafican los contenidos de elementos de tierras raras (ETR) de los xenolitos de Agua Poca y en la Fig. 32 se ilustran los valores de algunos elementos mayores y traza, en ambos casos las composiciones fueron normalizadas a manto primitivo según Hofmann (1988). Todas las muestras exhiben empobrecimiento en ETR livianos (La, Ce, Pr y Nd), siendo éste más pronunciado en AP80 y menor en AP91B. Los ETR medios (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy y Ho) aumentan progresivamente en AP19, AP34A y AP80, aunque se destacan pequeñas anomalías negativas de los elementos Eu, Dy y Ho en AP19 y AP34A, y una débil anomalía positiva de Eu en AP80. Las concentraciones de ETR pesados presentan un comportamiento levemente ascendente en AP80 y una débil anomalía negativa de Tm en AP19 y AP34A, estando en los tres casos empobrecidos

respecto al manto primitivo. La muestra AP91B tiene una composición muy similar a la del manto primitivo para los ETR medios y pesados.

Los empobrecimientos en las concentraciones de los ETR y la pendiente positiva de sus composiciones respecto a la del manto primitivo en las muestras AP19, AP34A y AP80 son consistentes con procesos de extracción de fundidos basálticos (McDonough y Sun 1995). Estos mismos procesos se pueden adjudicar a los valores de ETR livianos menores que 1 de la muestra AP91B (Fig. 31).

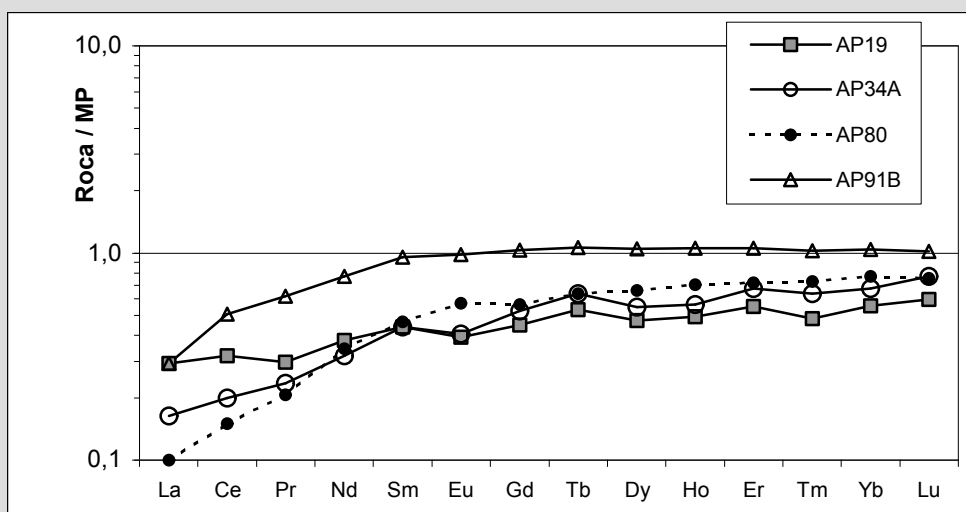


Figura 31. Patrones de elementos tierras raras de xenolitos de Agua Poca. Las concentraciones están normalizadas a la composición del manto primitivo según Hofmann (1988).

Cuando se incluyen en el análisis los elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) y otros elementos traza (Fig. 32), se observa: 1) enriquecimiento de Rb, Ba, Th y Hf en AP19; Rb, Th, Nb, Pb y Hf en AP34A; Th, Nb, Pb y Zr en AP80; Zr y ETR medios y pesados en AP91B y 2) anomalías negativas de Sr, Ti, V y Al en AP91B y Sr en AP80.

Para explicar estas variaciones se puede inferir algún tipo de evento metasomático que sobreimpuso modificaciones al empobrecimiento ocurrido por extracción de fundidos, ya sea a partir de componentes de la placa subductada u otros fundidos o fluidos actuantes en el manto. Cabe acotar que las peridotitas aquí estudiadas no registran metasomatismo modal y que en xenolitos de Patagonia varias investigaciones sugirieron empobrecimiento por fusión parcial y enriquecimiento metasomático modal y químico (entre otros Barbieri *et al.* 1997, Gorrington y Kay 2000, Laurora *et al.* 2001, Bjerg *et al.* 2002, Kilian *et al.* 2002). Estudios de los elementos traza y de isótopos en las fases minerales podrán ayudar en el esclarecimiento de estas especulaciones.

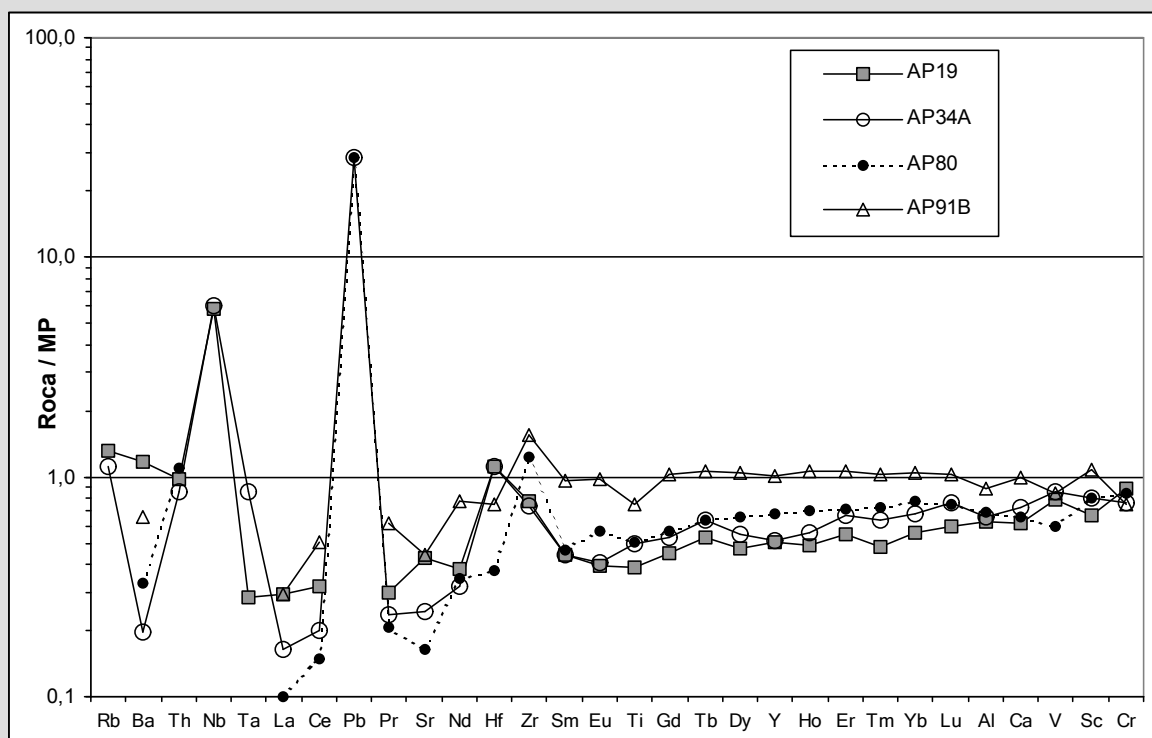


Figura 32. Patrones de elementos traza y mayores de xenolitos de Agua Poca. Las concentraciones están normalizadas a la composición del manto primitivo según Hofmann (1988). Los elementos están ordenados según compatibilidad creciente de izquierda a derecha.

Isótopos

Se efectuaron dos análisis químicos en xenolitos ultramáficos de Agua Poca (roca total) de isótopos de Sr en la Universidad de San Pablo (Brasil) con preparación previa en el Centro de Investigaciones Geológicas de La Plata y uno de isótopos de Nd en la Universidad Federal de Rio Grande do Sul (Porto Alegre, Brasil). Los valores obtenidos de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son de 0,70336 para la muestra AP75 y 0,70373 para AP80. En tanto que para la relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ el valor alcanzado fue de 0,51342 en la muestra AP80, con ϵNd igual a 15,3 y una edad modelo de 640 Ma.

Los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las dos muestras están entre los del resto de Sudamérica (valores de Barbieri 1997). Sin embargo cuando se grafican en conjunto (muestra AP80) las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ la ubicación se aparta del tren evolutivo del manto desviándose hacia el valor medio de la Tierra (*bulk earth*).

5.2.2 Composición química de las fases minerales

Se efectuaron análisis químicos de elementos mayores con microsonda electrónica (ver capítulo de Metodología) en las fases minerales de los xenolitos alojados en rocas volcánicas de los cerros Agua Poca y Huanul, los datos se exponen en el Apéndice 4. A continuación se efectúan interpretaciones a partir de estos análisis, entre corchetes se indica la muestra correspondiente a cada descripción.

Agua Poca

Según los análisis químicos, los **clinopiroxenos** (cpx), pertenecen al grupo del diópsido y tienen valores de enstatita, ferrosilita y wollastonita comprendidos entre: En 47-52, Fs 2-5 y Wo 45-49 (Fig. 33). Los valores del parámetro *mg* del cpx ($MgO/40,32/(MgO/40,32+FeO_{tot}/71,85)$) oscilan entre 89 y 92. La variación en las concentraciones de Al_2O_3 , TiO_2 y Na_2O con respecto al MgO en clinopiroxeno se muestran en la Fig. 34, observándose en general una correlación negativa.

Todos los **ortopiroxenos** (opx) analizados corresponden a enstatita, el contenido de la misma varía entre 89 y 91, el de ferrosilita entre 8 y 10 y el de wollastonita entre 1 y 2 (Fig. 33). El valor del parámetro *mg* del opx oscila entre 89 y 91. Los diagramas de variación de las concentraciones de Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O y CaO con respecto al MgO muestran correlaciones negativas para el ortopiroxeno (Fig. 35). Los parámetros *mg* del opx y *mg* del cpx definen una correlación positiva, indicando buena condición de equilibrio entre los piroxenos (Fig. 36).

Los **olivinos** (ol) presentan un contenido de forsterita variable entre 89 y 91. El contenido más alto corresponde a una lherzolita con textura protogranular a porfiroclástica [AP75-4], el más bajo a una lherzolita con textura porfiroclástica a equigranular [AP91B]. Los contenidos de CaO varían entre 0,03 y 0,11 %. En la Fig. 37 se grafican las variaciones en las concentraciones de CaO y SiO_2 con respecto al MgO para el olivino, si bien algunas muestras se dispersan, se observan correlaciones negativas.

Las **espinelas** (sp) presentan una variación del parámetro *mg* ($100Mg/(Mg+Fetot)$) comprendida entre 76 y 80 y los valores de *cr* ($100Cr/(Cr+Al)$) fluctúan entre 7 y 12 existiendo entre ambos parámetros una correlación negativa (Fig. 38). El contenido de Al_2O_3 es alto (de 56,81 a 59,30 %) clasificando como aluminicas (Fig. 39) según el diagrama de Carswell (1980, en Wilson 1989).

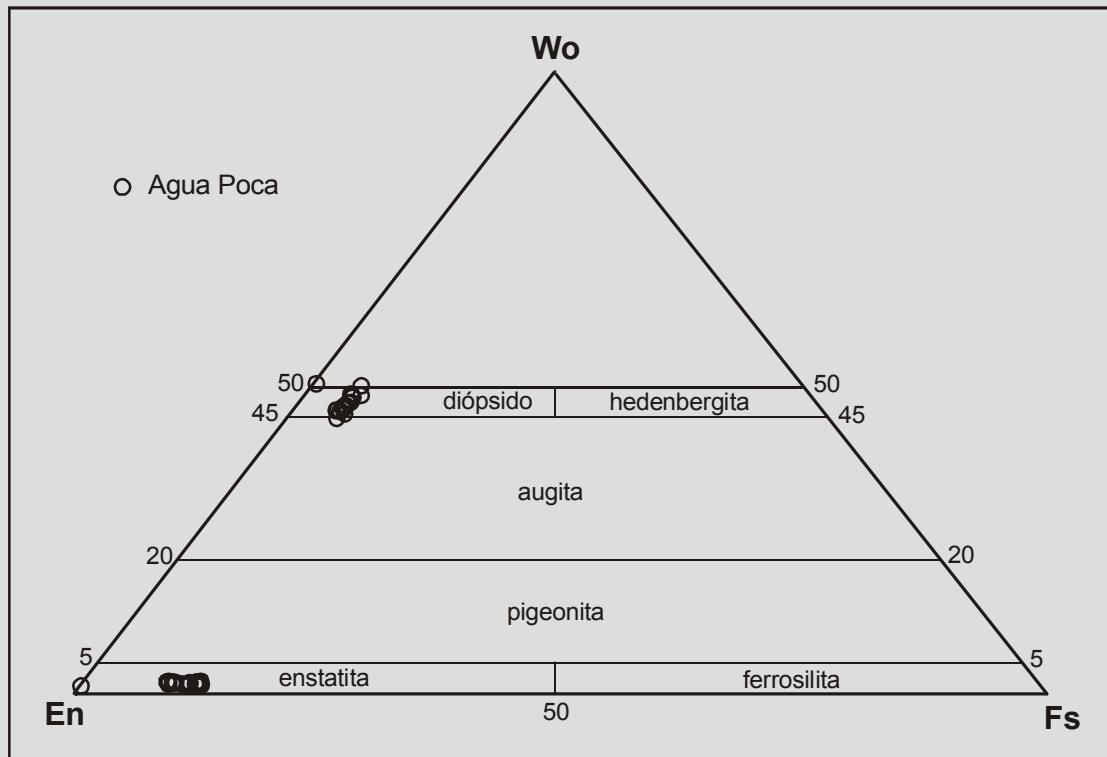


Figura 33. Diagrama clasificadorio (Morimoto 1988) de los piroxenos de Agua Poca. Referencias: En = $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$; Wo = $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$; Fs = $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$.

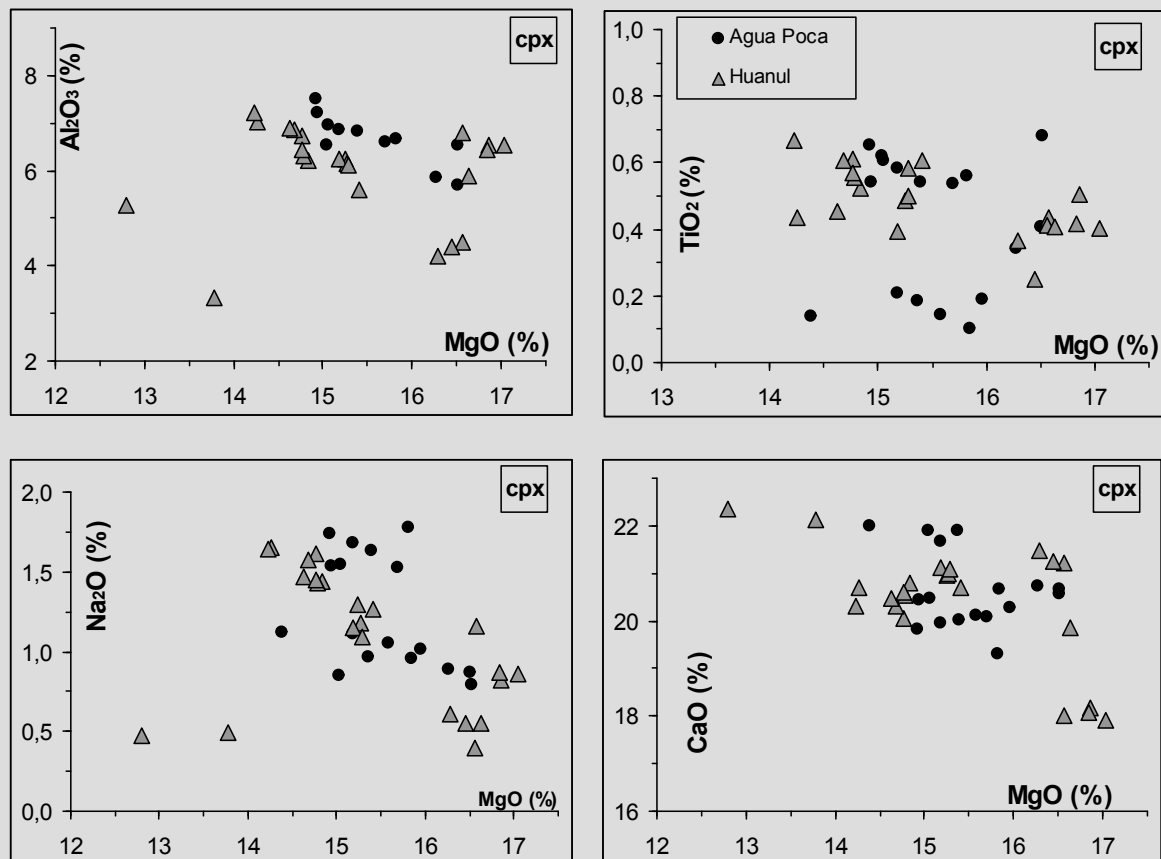


Figura 34. Diagramas de variación de la concentración en clinopiroxeno de Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O y CaO con respecto al MgO . Círculos Agua Poca, triángulos Huanul.

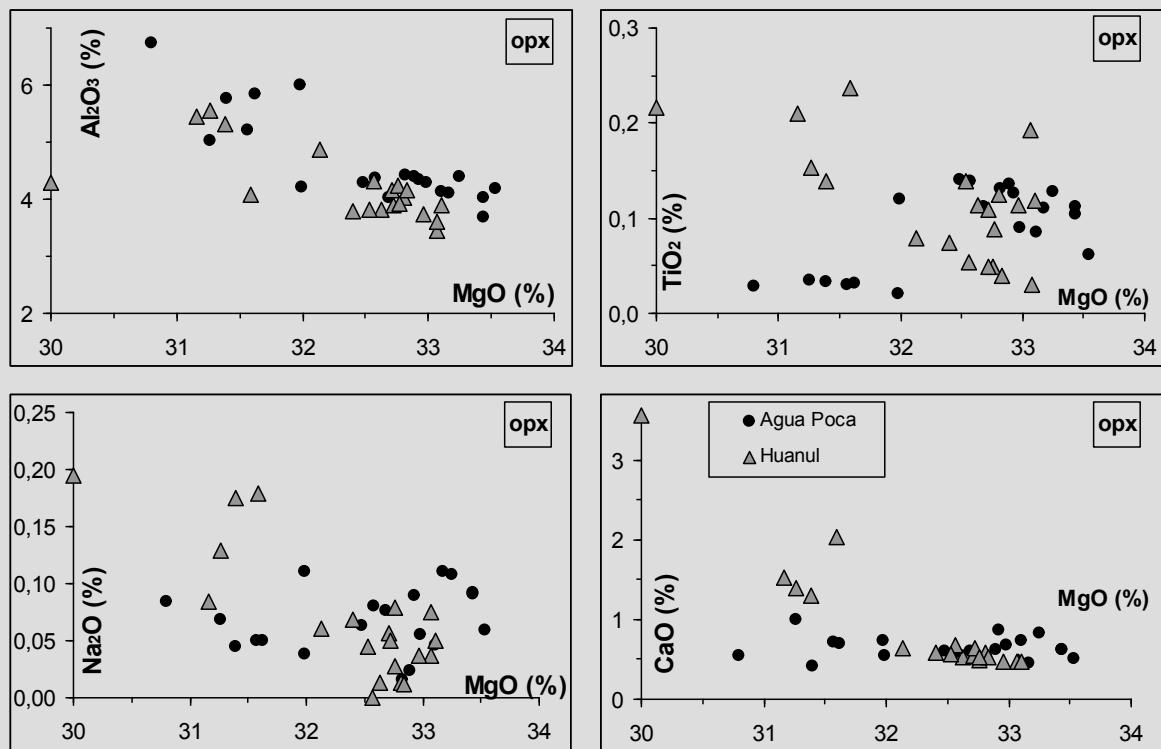


Figura 35. Diagramas de variación de la concentración en ortopiroxeno de Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O y CaO con respecto al MgO . Círculos Agua Poca, triángulos Huanul.

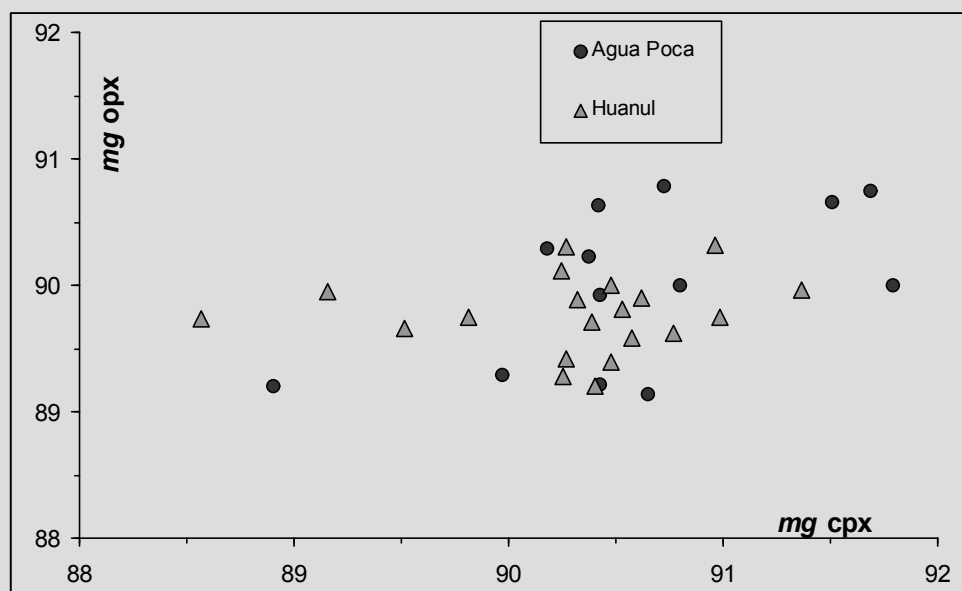


Figura 36. Diagrama de variación del parámetro *mg* entre clinopiroxeno y ortopiroxeno de los xenolitos de Agua Poca y Huanul.

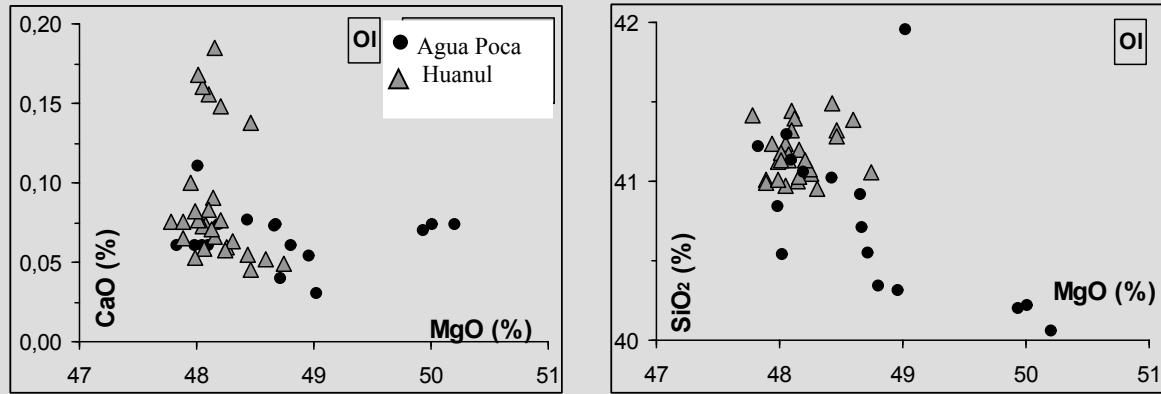


Figura 37. Diagrama de variación de la concentración en olivino de CaO y SiO₂ con respecto al MgO. Círculos Agua Poca, triángulos Huanul.

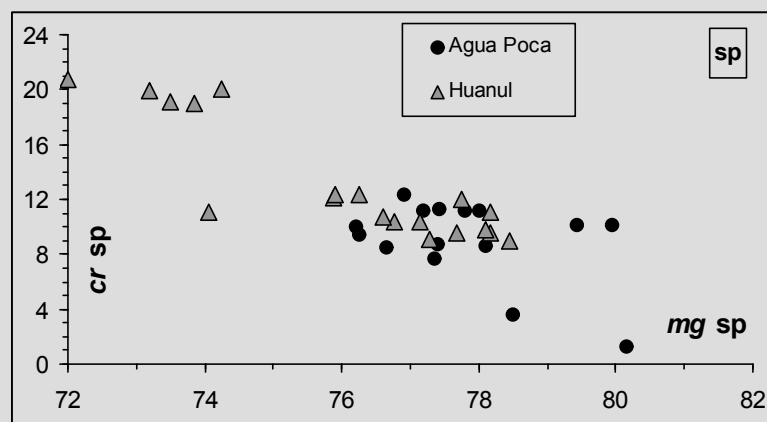


Figura 38. Diagrama de variación de los parámetros *cr* y *mg* de la espinela en xenolitos de Agua Poca y Huanul.

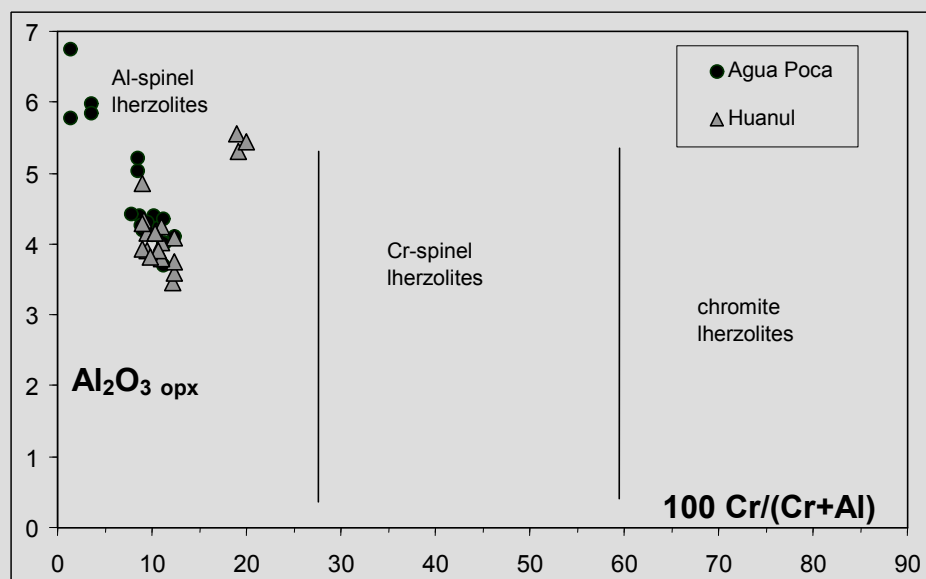


Figura 39. Diagrama clasificatorio (Carswell 1980, en Wilson 1989) de las espinelas de Agua Poca y Huanul, basado en la relación entre el *cr* de las espinelas y el contenido de Al₂O₃ del ortopiroxeno coexistente.

Huanul

La mayoría de los **clinopiroxenos** de los xenolitos del cerro Huanul pertenecen al grupo del diópsido, dos muestras [HU14 y HU23] contienen augitas primarias, en tanto que el resto de las augitas corresponden a zonas de reacción con la roca alojante (Fig. 40). Los valores de enstatita, ferrosilita y wollastonita están comprendidos entre; En 46-53, Fs 5-7 y Wo 40-48. El parámetro *mg* ($MgO/40,32/(MgO/40,32+FeO_{tot}/71,85)$) de los clinopiroxenos oscila entre 89 y 91. La generalidad de los cpx presentan correlaciones negativas de Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O y CaO con respecto al MgO según se detalla en la Fig. 34. Los parámetros *mg* del ortopiroxeno y *mg* del clinopiroxeno definen en general, una correlación positiva, indicando buena condición de equilibrio entre ellos (Fig. 36).

Todos los **ortopiroxenos** analizados corresponden a enstatita, según la clasificación de Morimoto (1988), la excepción corresponde a una lamela de exsolución en clinopiroxeno que clasifica como pigeonita (Fig. 40). En términos de miembros finales el tenor de enstatita (En) varía entre 87 y 89, el de ferrosilita (Fs) entre 10 y 11 y el de wollastonita (Wo) entre 1 y 3 (Fig. 40). El valor de *mg* del ortopiroxeno oscila entre 89 y 90. Los ortopiroxenos presentan correlaciones negativas entre el MgO y los compuestos Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O y CaO (Fig. 35).

Los **olivinos** presentan una concentración de forsterita (Fo) variable entre 89 y 90. El contenido más alto corresponde a una lherzolita [HU23] con textura porfiroclástica a equigranular y contenido modal de olivino del 83 %, en tanto que el más bajo es el de una lherzolita con textura porfiroclástica [HU22] y 47 % de olivino modal. Además, el contenido de Fo presenta una correlación positiva con la proporción modal de olivino. En el diagrama de variación del CaO con respecto al MgO se observa una correlación negativa en el grupo mayor de análisis sin embargo los olivinos correspondientes a las muestras HU14 y HU23 se dispersan. El SiO_2 no muestra una buena correlación con respecto al MgO en los olivinos de Huanul (Fig. 37).

Las **espinelas** presentan una variación del parámetro *mg* ($100Mg/(Mg+Fe_{tot})$) comprendida entre 72 y 78 y los valores de *cr* ($100Cr/(Cr+Al)$) fluctúan entre 9 y 21 (Fig. 38). Los parámetros *mg* y *cr* tienen correlación negativa entre sí (Fig. 38). El contenido de Al_2O_3 en las espinelas varían desde 46,8 a 58,5 % y clasifican como aluminicas (diagrama de Carswell 1980, en Wilson 1989) (Fig. 39).

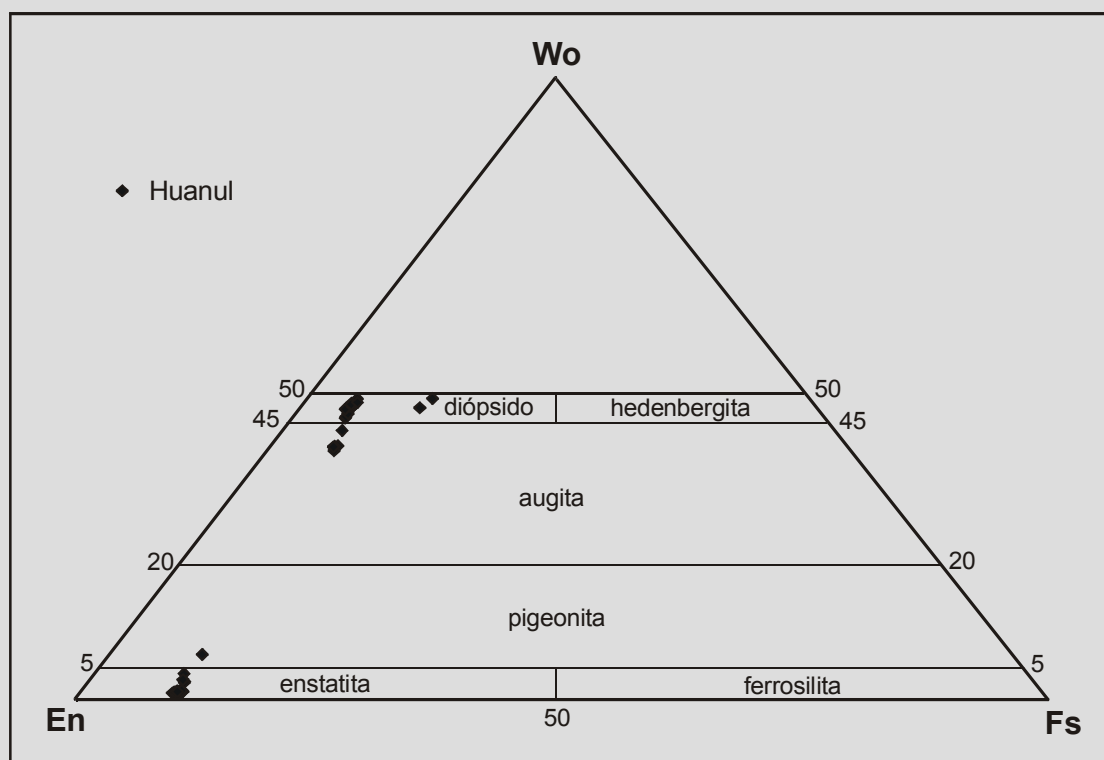


Figura 40. Clasificación de los piroxenos de Huanul, según el diagrama de Morimoto (1988). Referencias: En = $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$; Wo = $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$; Fs = $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$.

Los valores de enstatita en ortopiroxeno y clinopiroxeno de los xenolitos de Agua Poca y Huanul son menores que los registrados en Patagonia por Barbieri (1997), los tenores de ferrosilita son más altos que en Patagonia y los de wollastonita son similares. Al comparar los valores de los piroxenos de Huanul con los de Agua Poca se nota que los ortopiroxenos de este último tienen composiciones intermedias entre los de Huanul y los de Patagonia; en tanto que los clinopiroxenos tienen valores similares. Los valores de forsterita de los olivinos de Agua Poca y Huanul se encuentran dentro del ámbito de variación de las peridotitas del manto y son similares a los de las peridotitas de Patagonia analizadas por Barbieri (1997).

Los trenes de variación de elementos mayoritarios en las fases minerales analizadas, indican buenas condiciones de equilibrio entre olivino-espinela, ortopiroxeno-espinela, clinopiroxeno-espinela y ortopiroxeno-clinopiroxeno (graficado sólo esta última relación), confirmando las tendencias halladas por Barbieri (1997) para xenolitos del norte de Patagonia.

Las fases minerales analizadas presentan evoluciones consistentes con procesos de empobrecimiento por extracción de fundidos basálticos. Esto se infiere a partir de: las correlaciones negativas entre el MgO del clinopiroxeno y los óxidos de elementos basaltófilos (Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O y CaO); las correlaciones negativas del MgO con respecto a Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O y CaO en ortopiroxenos de Huanul y del MgO con el CaO en ortopiroxenos de Agua Poca; las correlaciones negativas entre los parámetros *mg* y *cr* de las espinelas de Huanul y Agua Poca. Varias investigaciones realizadas en xenolitos de Patagonia sugirieron el control de las concentraciones de elementos mayores en xenolitos mantélicos por procesos de fusión y extracción de fundidos basálticos (entre otros Barbieri 1997, Barbieri *et al.* 1999, Bjerg *et al.* 2002).

A partir de los análisis de las espinelas de Huanul y Agua Poca se calculó el grado de fusión (F). Aplicando la ecuación de Hellebrand *et al.* (2001), ($F = 0.10 \ln(\text{cr sp}) + 0.24$), los resultados obtenidos sugieren que las peridotitas de Huanul experimentaron en promedio un 3,2 % de extracción de fundido (mínimo 1 y máximo 8 %), en tanto que las de Agua Poca un promedio de 1,9 % (mínimo 1 y máximo 3 %). Por su parte según la ecuación desarrollada por Batanova *et al.* (1998), ($F = 9,71 \ln(\text{cr sp}) + 25,8$), los porcentajes obtenidos son: para Huanul 5,4 % (de 2,7 a 10 %) y para Agua Poca 3,6 % (de 1,5 a 5,5 %).

5.3 CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DEL MANTO LITOSFÉRICO

5.3.1 Geotermometría - Geobarometría

La distribución de temperatura dentro de la litosfera es un problema fundamental en la geodinámica, la habilidad para interpretar y modelar procesos petrológicos, tectónicos y geofísicos depende del grado de conocimiento de la distribución y variación de la temperatura en la litosfera (Henjes-Kunst y Altherr 1992). La información más directa sobre la evolución de la temperatura con la profundidad proviene del estudio de los xenolitos ultramáficos alojados en rocas volcánicas. El avance de los estudios experimentales y el consecuente desarrollo de geotermobarómetros ha permitido efectuar inferencias sobre el estado termobarométrico del manto terrestre en varios lugares del mundo (Berg *et al.* 1989, Henjes-Kunst y Altherr 1992, O'Reilly *et al.* 2001) y especialmente en Patagonia, al sur de los 40°S (Douglas *et al.* 1987, Barbieri 1997, Ntaflou *et al.* 2001, 2002).

Utilizando los datos de microsonda electrónica efectuados durante este trabajo de Tesis, se obtuvieron determinaciones de presión y temperatura siguiendo la metodología indicada por Köhler y Brey (1990) y Brey y Köhler (1990).

Para las inclusiones de Agua Poca (AP), Bertotto *et al.* (2000) obtuvieron temperaturas variables entre 958 y 1.033 °C (geotermómetro de Wells, 1977) sobre el par ortopiroxeno (opx)-clinopiroxeno (cpx) y presiones desde 17 a 21 kb (geobarómetro de Mercier, 1980) sobre ortopiroxeno. En las mismas muestras, teniendo en cuenta el intercambio de hierro, calcio y sodio entre opx y cpx según la ecuación (9) propuesta por Brey y Köhler (1990) se obtuvieron temperaturas de entre 960 y 1.099 °C y, a partir del intercambio de calcio entre olivino y clinopiroxeno (ecuaciones 5 y 6 de Köhler y Brey, 1990) se lograron presiones que oscilan entre 10 y 18 kb. En las peridotitas del volcán Huanul (Hu) las mismas ecuaciones de Brey y Köhler (1990) y Köhler y Brey (1990) proporcionaron temperaturas de 963 a 1.218 °C y presiones que oscilan entre 6 y 20 kb. Es importante destacar que en varias de las muestras de este centro eruptivo los bordes cristalinos tienen presión de equilibrio inferior a la de sus núcleos respectivos, esto podría deberse a que comenzaron a registrar las menores presiones a que estuvieron sometidos durante su ascenso y emplazamiento final. Para evitar la influencia de este efecto, se consideraron sólo las temperaturas y presiones de los núcleos cristalinos.

Las peridotitas de Agua Poca muestran poca dispersión de sus temperaturas, las más frecuentes son de entre 1.000 y 1.050 °C. Las presiones de los xenolitos del cerro Huanul exhiben una notable dispersión, en tanto que los valores de temperatura más frecuentes caen en el rango de 950 a 1.000 °C.

Ntaflos *et al.* (2002) presentaron geotermas de los nódulos ultramáficos de Praguaniyeu (Río Negro) y Pali Aike (Santa Cruz) (Fig. 41) utilizando la metodología de Köhler y Brey (1990) y Brey y Köhler (1990). Obtuvieron altas temperaturas de equilibrio y bajas presiones, 1.060 a 1.230 °C y 12 a 24 kb respectivamente y concluyeron que los xenolitos de Praguaniyeu yacen sobre una geoterma de temperatura extremadamente alta, probablemente relacionada a tectónica extensional. Sugirieron, además, la presencia de una pluma ascendente bajo la Meseta de Somuncura.

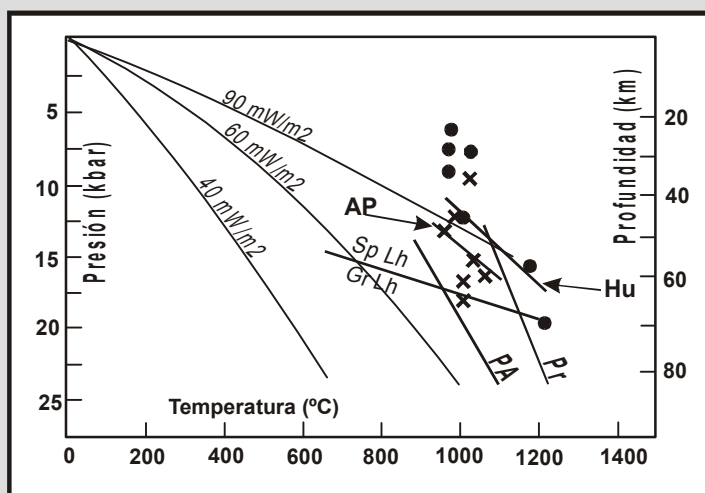


Figura 41. Diagrama de variación presión-temperatura. La división entre las lherzolitas con espinela y con granate; las geotermas de Praguaniyeu (Pr), Pali Aike (PA) y las de 40, 60 y 90 mW/m² tomadas de Ntaflos *et al.* (2002). Símbolos: x Agua Poca, ● Huanul.

Al observar las muestras de Agua Poca y Huanul (Fig. 41) se nota que poseen presiones menores y temperaturas similares a las de Praguaniyeu y Pali Aike. Una de las geotermas construidas en este trabajo (Hu) se ubica muy próxima a la geoterma de 90 mW/m², en tanto que la de AP tiene un valor algo inferior. La geoterma de Pali Aike y especialmente las de Agua Poca, Praguaniyeu y Huanul corresponden a zonas con valores altos de flujo de calor, esto es lo esperado para regiones del manto situado bajo corteza

fanerozoica y con volcanismo basáltico activo, al contrario del manto más frío de cortezas arqueanas y proterozoicas (Poudjom Djomani *et al.* 2001).

Se puede señalar la presencia de un manto de alta temperatura (alto flujo de calor) bajo el área limítrofe entre las provincias de La Pampa y Mendoza y, si bien la mayoría de las muestras de Agua Poca y Huanul tienen alta temperatura y baja presión, se considera necesario un mayor número de análisis químicos y un muestreo más detallado para inferir la presencia de una pluma mantélica bajo la zona estudiada.

RESUMEN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En este trabajo se identificaron siete períodos de actividad volcánica para el lapso Oligoceno superior - Holoceno, en la zona de retroarco situada entre los 34° y 37° 30' de latitud sur. Estos se agruparon en las siguientes épocas eruptivas: Puentelitense, Chapualitense superior, Chapualitense inferior, Coyocholitense y Palaocolitense. Las tres primeras épocas fueron definidas previamente, sumándose aquí las dos últimas. Litoestratigráficamente se agrupan las rocas generadas durante estas dos nuevas épocas en los Grupos Coyocho y Palao Co respectivamente.

Sobre la base de los reconocimientos de campo y de las dataciones (K-Ar) previas, se propone incluir:

1) en el Grupo Palao Co (Oligoceno superior - Mioceno inferior) a las rocas que forman los centros eruptivos De la Laguna, La Parva y las coladas de lava inferiores de los cerros El Penepe, El Gato y El Cenizo (unidades de flujo 1, 1 a 2 y 1 respectivamente); que desde el punto de vista litoestratigráfico se denominan Basalto La Parva;

2) en el Grupo Coyocho (Mioceno) a la unidad litoestratigráfica Basalto El Cenizo, formada por las rocas de los flujos 2 a 9 del cerro El Cenizo, 3 del cerro El Gato y 2 del cerro El Penepe;

3) en el Grupo Chapúa (Plioceno - Pleistoceno inferior), época eruptiva Chapualitense superior (Plioceno superior - Pleistoceno inferior), a las rocas de los centros eruptivos Escorial, Loma Jagüel del Moro, Los Corrales, Del Chivo, Morado 2, El Oscuro, Negro (1, 2 y 3), El Peludo, El Lindero, Agua de Torres, Puntudo, Amarillo, Tordillo, La Negra, Chato segundo y Chato. Litoestratigráficamente se los agrupa en la unidad Basalto Agua de Torres. Se propone incluir, además, dentro de la época eruptiva Chapualitense superior, a las rocas de los cerros Los Carrizales, Morado 1, Tapa, Huanul, Morado 3 y Rial, las cuales presentan un grado de erosión menor que el primer conjunto y se las agrupa en la unidad litoestratigráfica Basalto Los Carrizales;

4) en el Grupo Grupo Puente (Pleistoceno) a dos conjuntos de centros eruptivos, el primero pertenece a la unidad litoestratigráfica Basalto La Blanca y está integrado por las rocas de los cerros La Blanca, La Yegua y El Águila. Por su parte, las rocas que forman los cerros El Pozo, De Díaz, Ñire Co, Agua Poca y Del Nido se agrupan en la unidad litoestratigráfica Basalto Agua Poca cuyas rocas muestran un grado de erosión menor que el primer conjunto.

Los centros eruptivos estudiados están formados por las siguientes litofacies:

a) Aglomerados volcánicos

a-1 aglomerados de bajo soldamiento, compuestos por *cinder* frágiles de formas irregulares (no fluidales), y en menor medida por bombas fluidales o aerodinámicas y bloques;

a-2 aglomerados y brechas de alto soldamiento con distinción de individuos, constituidos por una matriz de *spatter* vesicular a masiva y piroclastos;

a-3 aglomerados de alto soldamiento sin distinción de individuos, formados exclusivamente por *spatter*.

b) Piroclastos sueltos, generalmente de proyección balística y con formas aerodinámicas.

c) Cenizas, de poca expresión (sólo en dos centros eruptivos)

d) Coladas de lava, del tipo *pahoehoe* y generalmente terminales.

Basándose en observaciones de volcanismo activo, se pudo establecer una secuencia eruptiva para los volcanes estudiados. Esta consta de tres fases eruptivas:

-Fase eruptiva inicial: comprende el conjunto de primeros pulsos. Durante esta fase se generaron aglomerados y brechas volcánicas de alto soldamiento con distinción de individuos (litofacies a2). Se postula que la matriz de *spatter* de este aglomerado cayó desde sectores medios de una fuente de lava y los piroclastos incluidos en él de sectores un poco más elevados, lo cual les permitió enfriarse más durante el vuelo e impidió que perdieran su forma (por coalescencia) al caer; de todos modos, los dos componentes pudieron soldarse fuertemente por haber caído simultáneamente. Este soldamiento indica alta temperatura, pero no lo suficientemente alta como para que los piroclastos pierdan su identidad (confróntese con los depósitos de *spatter*).

-Fase eruptiva media o principal: está compuesta por el conjunto de pulsos responsables de los depósitos de mayor volumen, que conforman sucesiones de capas de *cinder* y *spatter*. Los niveles de *cinder* habrían sido depositados a partir del sector externo de una fuente de lava hawaiana y los depósitos de *spatter* se habrían originado a partir de sectores medios de una fuente de lava. En algunos cerros (Los Corrales, El Oscuro, La Yegua) se observaron capas de *cinder* de varios metros de espesor las que se habrían formado a partir de erupciones aisladas estrombolianas, origen que podría también explicar las capas de ceniza de los cerros Morado 3 y El Oscuro.

-Fase eruptiva final: comprende el conjunto de pulsos finales que dieron origen a las coladas de lava, depósitos de *spatter* y bombas aisladas sin soldar. La formación de estos pulsos se debería a que hacia el final de la erupción aumentó la relación magma/gas, con lo cual el ascenso y salida de magma fue menos explosivo generándose los depósitos nombrados.

Se propone que las unidades volcánicas estudiadas habrían sido generadas por actividad de fuentes de lava. Si estas hubiesen sido típicamente hawaianas deben asignársele varios pulsos (hecho normal en volcanes modernos observados) y, si fueron de estilo transicional (entre hawaiano y estromboliano) debería postularse una velocidad de ascenso más baja que para la hawaiana típica. La presencia de xenolitos mantélicos en rocas de varios de los volcanes estudiados sugiere alta velocidad de ascenso, por lo que, al menos en estos centros eruptivos, la fuente de lava actuante fue de estilo hawaiano típico.

Los volcanes estudiados (todas las localidades excepto El Penepe, El Cenizo y El Gato donde sólo se hallaron coladas de lava, y La Parva y De la Laguna que son cuerpos subvolcánicos) serían monogenéticos por la homogeneidad del magma eruptado en cada uno de ellos y por las características simples de sus bocas de emisión. Además no existen indicios de erosión ni de formación de suelo entre sus unidades, es decir que el tiempo transcurrido entre cada pulso eruptivo fue muy corto.

A través del análisis de fotografías aéreas, imágenes satelitales y observaciones de campo, se intentaron establecer las estructuras regionales o locales que controlaron la disposición de los aparatos volcánicos y las erupciones formadoras de los mismos. Para los distintos sectores de esta investigación se identificaron varios lineamientos: 1) en la zona norte (en proximidades de la localidad de Agua Escondida), responden a un rumbo general NO-SE (de N53°O a N77°O) y corresponderían a reactivaciones de antiguas fallas del Paleozoico tal como lo sugirieran investigaciones previas; 2) en la zona centro, sólo se identificó una fisura local que controló las erupciones del centro eruptivo Agua Poca; 3) en la zona sur (cerca del río Colorado), los lineamientos identificados (N65°O a N70°O) coinciden en líneas generales con la dirección del valle de este río para esa zona, se puede inferir, por lo tanto, una posible relación entre las fallas que originaron los lineamientos volcánicos y el valle del río Colorado.

A partir de las relaciones entre el volcanismo con el fracturamiento cortical identificadas por Takada (1994a), se propone que en la región estudiada el aporte de magma habría sido bajo y los esfuerzos diferenciales regionales altos.

Petrográficamente, las rocas estudiadas presentan estructuras desde muy vesiculares (más del 50 % de vesículas) a masivas. La textura dominante es la porfírica con frecuencia acompañada por glomeroporfírica debido al agrupamiento de fenocristales. En tres localidades (La Parva, El Cenizo y El Gato) se hallaron rocas con texturas ofíticas e intergranulares. Las pastas son mayormente intergranulares y le siguen en orden de abundancia pilotáxica, hialofítica, intersertal, subofítica e hialopilitica. Las asociaciones de fenocristales identificadas son: olivino, olivino-plagioclasa-clinopiroxeno, olivino-clinopiroxeno y olivino-plagioclasa en orden de abundancia. Las pastas están compuestas casi exclusivamente por la asociación plagioclasa-olivino-clinopiroxeno-minerales opacos +/- vidrio. Como minerales accesorio se identificaron apatito, principalmente incluido en plagioclasa y feldespatoide (nefelina). Cabe acotar que todas las muestras contienen nefelina (entre 1,4 y 18,2 %) y olivino (entre 13,7 y 29 %) normativos.

Los fenocristales presentan, en general, morfologías subhedrales, sin embargo, en las distintas unidades litológicas estudiadas se observaron variaciones en las formas cristalinas, correspondiendo fundamentalmente a diferencias en la velocidad de enfriamiento del magma. Por otra parte, se identificaron alteraciones en olivinos, estas corresponden a iddingsita y bowlingita. La iddingsita es de baja temperatura y afectó tanto a los fenocristales como a los cristales de la pasta. En los fenocristales el reemplazo fue generalmente parcial, en cambio en los olivinos de la pasta la sustitución fue completa, posiblemente debido al menor tamaño de estos últimos cristales. Cabe acotar que en muestras de todas las localidades se identificó iddingsita pero, el reemplazo es mayor en las unidades más antiguas (cerros El Penepe, El Cenizo, El Gato y La Parva).

Es importante notar que se hallaron xenocristales de olivino en rocas de los cerros Negro 1, El Tordillo y probablemente en Loma Jagüel del Moro. Asimismo, es frecuente la presencia de xenocristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa así como de xenolitos félsicos, en las rocas de los centros eruptivos estudiados. Por sus características petrográficas (esencialmente por sus bandas de deformación), se infiere que los xenocristales de olivino serían fragmentos de xenolitos ultramáficos. Los xenocristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato, y los xenolitos de rocas ácidas y mesosilíceas, corresponderían a fragmentos del conducto de ascenso del magma. Ambos tipos de xenocristales fueron transportados por el fundido ascendente hacia la superficie.

Desde el punto de vista geoquímico, y según sus contenidos en SiO_2 , la mayoría de las rocas estudiadas clasifican como básicas, la excepción la constituyen las muestras de los volcanes Negro 1 y De la Laguna, las que pertenecen a las ultramáficas. Utilizando el diagrama de álcalis totales vs. sílice (TAS), las rocas clasifican como traquibasaltos, basaltos, basanitas y traquiandesita basáltica en orden de abundancia, además todas las muestras pertenecen al campo de las rocas alcalinas según la división de Macdonald (1968). Una posterior subdivisión de la serie alcalina utilizando el diagrama de K_2O vs. Na_2O de Middlemost (1975), indica que las rocas aquí estudiadas pertenecen a la serie sódica.

Según la clasificación propuesta por De la Roche *et al.* (1980) las rocas volcánicas se ubican en varios campos, dentro de las basálticas. Es de destacar que las muestras de cada grupo se ordenan según un tren de diferenciación subhorizontal desde los términos más primitivos hacia los evolucionados.

El valor del parámetro *mg* para las rocas estudiadas muestra una variación comprendida entre 0,43 y 0,69. Los valores más bajos (de 0,41 a 0,45) son de las rocas provenientes de coladas asignadas al Basalto La Parva (cerros El Cenizo, El Penepe y La Parva) y de una colada del cerro Los Carrizales (unidad Basalto Los Carrizales) indicando un grado de diferenciación magmática mayor que el resto de los basaltos de las otras localidades. Los más altos (0,67 a 0,68) corresponden a rocas de los cerros Morado 2 y Negro 3. Del análisis de los valores de *mg* obtenidos, surge que sólo una de las muestras (correspondiente al cerro Negro 3) posee una composición en equilibrio con olivino del manto.

Las rocas exhiben una correlación general negativa de sus contenidos en Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O y SiO_2 con relación al parámetro *mg*. Con respecto al K_2O , las muestras de las zonas Norte y Centro-Norte de esta investigación tienen correlación negativa, en cambio las rocas de las zonas Centro y Sur desarrollan una correlación positiva de ese óxido con el *mg*. El CaO se mantiene relativamente constante con el aumento del *mg* para todas las muestras en general. Por su parte, los porcentajes de $\text{FeO}(\text{total})$ tienen correlación positiva con los del MgO .

Las variaciones en la relación Zr/Ti identificadas, estarían vinculadas con diversos grados de fusión parcial en el origen, con procesos de sistema abierto durante el ascenso del magma o con fuentes de distintas composiciones.

Todas las muestras estudiadas presentan relaciones altas de Nb/Zr en comparación con los basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB). Estos valores altos podrían corresponderse con una fuente de manto enriquecido o de composición más primitiva (poco empobrecido), en tanto que las variaciones en la relación Nb/Zr estarían vinculadas con diferencias composicionales de la fuente de los magmas. Los valores promedio de Zr (165 ppm) y Nb (20,2 ppm) son mayores que los registrados previamente en los campos volcánicos Payún Matru y Llanquarino reafirmando el carácter alcalino de las muestras aquí estudiadas.

Teniendo en cuenta los patrones de elementos incompatibles expuestos por Pearce (1996), las rocas pertenecientes al área de esta Tesis coinciden con el patrón de los basaltos de intraplaca.

Empleando el diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y como indicador del tipo de roca, la mayoría de las muestras de las zonas Norte y Sur de esta investigación pertenecen al campo de los basaltos subalcalinos, en tanto que la mayor parte de las muestras de la zona Centro-Norte y todas las de la zona Centro son basaltos alcalinos. La ubicación de estas últimas muestras hacia el campo de las foiditas (en este mismo diagrama), sugiere bajos porcentajes de fusión y manto enriquecido.

Al graficar los análisis de las rocas estudiadas en el diagrama triangular Ti-Zr-Y de Pearce y Cann (1973), se destaca que la mayoría pertenece al campo de los basaltos de intraplaca, y a partir de las inferencias de Pearce (1996), puede indicarse que son rocas generadas a partir de bajos grados de fusión de un manto enriquecido.

El ámbito de variación de las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presentadas en este trabajo es mayor al obtenido previamente para rocas de los campos volcánicos Payún Matru y Llanquarino, al oeste de las localidades aquí estudiadas. Concordando con lo expuesto por Stern (1989), quien indicó que los basaltos de meseta patagónicos tienen un rango de variación en las composiciones isotópicas de Sr mayor que las lavas del arco orogénico andino. Este autor atribuyó dicha diferencia a un mayor grado de fusión parcial de las lavas del arco y a una posible homogeneización sub-arco de las mismas.

Durante el transcurso de este trabajo de Tesis se hallaron dos nuevos centros eruptivos (De la Laguna y Huanul) cuyas rocas contienen xenolitos ultramáficos, se estudiaron, además, los xenolitos ultramáficos del cerro Agua Poca localizados previamente (Bertotto 1997).

La mayoría de los xenolitos ultramáficos de Agua Poca son peridotitas en facies de espinela, se halló también una piroxenita plagioclasífera portadora de espinela. Dentro de las peridotitas, el tipo de roca dominante es lherzolita espinelífera seguido por harzburgita espinelífera. Las texturas presentes, en orden de abundancia son; porfiroclástica, protogranular a porfiroclástica y porfiroclástica a equigranular, todas de Tipo I.

Todos los nódulos ultramáficos del cerro De la Laguna clasifican como peridotitas en facies de espinela, siendo lherzolita el tipo de roca predominante seguido por wehrlita y dunita. Las texturas identificadas son porfiroclástica de Tipo I y porfiroclástica a equigranular de Tipo I en orden de abundancia relativa.

Los xenolitos del cerro Huanul son peridotitas en facies de espinela, el principal tipo de roca es lherzolita espinelífera seguido por harzburgita espinelífera y websterita olivínica espinélica. Las texturas identificadas son porfiroclástica de Tipo I, porfiroclástica a equigranular de Tipo I y equigranular de Tipo I, en orden de abundancia relativa.

La asociación mineralógica presente en los xenolitos de las tres localidades es olivino-ortopiroxeno-clinopiroxeno-espinela.

En los minerales de las peridotitas aquí estudiadas, principalmente en las del cerro De la Laguna, se manifiestan fenómenos de reacción. La existencia de reacción revela al menos un evento de desequilibrio. A partir de las observaciones petrográficas se postula que el fundido basáltico reaccionó con los minerales del xenolito, por lo tanto este fundido sería uno (o el único) de los responsables de la generación del desequilibrio. La reacción basalto-xenolito habría ocurrido en el lugar de enfriamiento final ya que no se ven al microscopio desplazamientos entre el basalto, las zonas de reacción y el xenolito.

Con los datos obtenidos mediante los conteos modales al microscopio, se graficó el tren de variación de las relaciones modales cpx/opx vs. cpx hallándose, para la mayoría de las muestras de los cerros Agua Poca y Huanul, similitudes con los indicados por los modelos de empobrecimiento relacionados a fusión parcial.

A partir de los análisis químicos de roca total de los xenolitos ultramáficos de Agua Poca se observó que los trenes de variación de los elementos mayores relacionados con fertilidad mantélica, se disponen paralelamente a los trenes de variación de los xenolitos sudamericanos, esta evolución es normalmente interpretada como debida a procesos de extracción de fundidos basálticos por fusión parcial.

Los empobrecimientos en las concentraciones de los elementos de tierras raras y la pendiente positiva de sus composiciones respecto a la del manto primitivo en tres muestras

de xenolitos de Agua Poca son consistentes con procesos de extracción de fundidos basálticos (McDonough y Sun 1995). Estos mismos procesos se pueden adjudicar a los valores de los elementos de tierras raras livianos menores que 1 de una muestra del mismo cerro.

Para explicar las variaciones observadas en los patrones de elementos traza incompatibles, se puede inferir algún tipo de evento metasomático que sobreimpuso modificaciones al empobrecimiento ocurrido por extracción de fundidos. Cabe acotar que las peridotitas aquí estudiadas no registran metasomatismo modal y que en xenolitos de Patagonia varias investigaciones identificaron empobrecimiento por fusión parcial y enriquecimiento metasomático modal y químico.

Los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las dos muestras de xenolitos del cerro Agua Poca, están entre los del resto de Sudamérica (valores de Barbieri, 1997). Sin embargo cuando se grafican en conjunto (en una sola muestra) las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ la ubicación se aparta del tren evolutivo del manto desviándose hacia el valor medio de la Tierra (*bulk earth*).

A partir de los análisis químicos de las fases minerales de los xenolitos de Agua Poca y Huanul, se desprende que la mayoría de los clinopiroxenos pertenecen al grupo del diópsido y que los ortopiroxenos clasifican como enstatitas. Los olivinos de los dos cerros son forsteríticos (forsterita entre 89 y 91) y las espinelas clasifican como alumínicas.

Los valores de enstatita en ortopiroxeno y clinopiroxeno de los xenolitos de Agua Poca y Huanul son menores que los registrados en Patagonia por Barbieri (1997), los tenores de ferrosilita son más altos que en Patagonia y los de wollastonita son similares. Al comparar los valores de los piroxenos de Huanul con los de Agua Poca se nota que los ortopiroxenos de este último tienen composiciones intermedias entre los de Huanul y los de Patagonia; en tanto que los clinopiroxenos tienen valores similares. Los valores de forsterita de los olivinos de Agua Poca y Huanul se encuentran dentro del ámbito de variación de las peridotitas del manto y son similares a los de las peridotitas de Patagonia.

Los trenes de variación de elementos mayoritarios en las fases minerales analizadas, indican buenas condiciones de equilibrio entre olivino-espinela, ortopiroxeno-espinela, clinopiroxeno-espinela y ortopiroxeno-clinopiroxeno.

Las fases minerales analizadas presentan evoluciones consistentes con procesos de empobrecimiento por extracción de fundidos basálticos. Esto se infiere a partir de: las correlaciones negativas entre el MgO del clinopiroxeno y los óxidos de elementos

basaltófilos (Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O y CaO); las correlaciones negativas del MgO con respecto a Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O y CaO en ortopiroxenos de Huanul y del MgO con el CaO en ortopiroxenos de Agua Poca; las correlaciones negativas entre los parámetros *mg* y *cr* de las espinelas de Huanul y Agua Poca.

A partir de los valores del parámetro *cr* de las espinelas de Huanul y Agua Poca se calculó el grado de fusión (F). Aplicando la ecuación de Hellebrand *et al.* (2001), los resultados obtenidos sugieren que las peridotitas de Huanul experimentaron en promedio un 3,2 % de extracción de fundido (de 1 a 8 %), en tanto que las de Agua Poca un promedio de 1,9 % (de 1 a 3 %). Por su parte según la ecuación desarrollada por Batanova *et al.* (1998), los porcentajes obtenidos son: para Huanul 5,4 % (de 2,7 a 10 %) y para Agua Poca 3,6 % (de 1,5 a 5,5 %).

Con los análisis de las fases minerales de los xenolitos de Agua Poca y Huanul, se calcularon los valores de presión y temperatura, siguiendo las propuestas de Brey y Köhler (1990) y Köhler y Brey (1990). Para las inclusiones de Agua Poca se obtuvieron temperaturas de entre 960 y 1.099 °C y presiones que oscilan entre 10 y 18 kb. Por su parte, en las peridotitas del volcán Huanul las temperaturas van de 963 a 1.218 °C y las presiones oscilan entre 6 y 20 kb. Las peridotitas de Agua Poca muestran poca dispersión de sus temperaturas, las más frecuentes son de entre 1.000 y 1.050 °C. Las presiones de los xenolitos del cerro Huanul exhiben una notable dispersión, en tanto que los valores de temperatura más frecuentes caen en el rango de 950 a 1.000 °C. Comparando los valores alcanzados para las muestras de Agua Poca y Huanul se nota que poseen presiones menores y temperaturas similares a las de Praguaniyeu y Pali Aike (valores de Ntaflos *et al.* 2002). Una de las geotermas construidas en este trabajo (cerro Huanul) se ubica muy próxima a la geoterma de 90 mW/m², en tanto que la de Agua Poca tiene un valor algo inferior. La geoterma de Pali Aike y especialmente las de Agua Poca, Praguaniyeu y Huanul corresponden a zonas con valores altos de flujo de calor, según Poudjom Djomani *et al.* (2001) esto es lo esperado para regiones del manto situado bajo corteza fanerozoica y con volcanismo basáltico activo, al contrario del manto más frío de cortezas arqueanas y proterozoicas. Como conclusión, se puede señalar la presencia de un manto de alta temperatura (alto flujo de calor) bajo el área limítrofe entre las provincias de La Pampa y Mendoza.

CONCLUSIONES

En este trabajo se identificaron siete períodos de actividad volcánica para el lapso Oligoceno superior - Holoceno, en la zona de retroarco situada entre los 34° y 37° 30' de latitud sur. Estos se agruparon en las siguientes épocas eruptivas: Puentelicense, Chapualicense superior, Chapualicense inferior, Coyocholicense y Palaocolicense. Se propone incluir: 1) en el Grupo Palao Co (Oligoceno superior - Mioceno inferior) a las rocas que forman los centros eruptivos De la Laguna, La Parva y las coladas de lava inferiores de los cerros El Penepe, El Gato y El Cenizo (unidades de flujo 1, 1 a 2 y 1 respectivamente), las que desde el punto de vista litoestratigráfico se denominan Basalto La Parva; 2) en el Grupo Coyoch (Mioceno) a la unidad litoestratigráfica Basalto El Cenizo, formada por las rocas de los flujos 2 a 9 del cerro El Cenizo, 3 del cerro El Gato y 2 del cerro El Penepe; 3) en el Grupo Chapúa (Plioceno - Pleistoceno inferior), época eruptiva Chapualicense superior (Plioceno superior - Pleistoceno inferior), a las rocas de los centros eruptivos Escorial, Loma Jagüel del Moro, Los Corrales, Del Chivo, Morado 2, El Oscuro, Negro (1, 2 y 3), El Peludo, El Lindero, Agua de Torres, Puntudo, Amarillo, Tordillo, La Negra, Chato segundo y Chato, litoestratigráficamente se los agrupa en la unidad Basalto Agua de Torres. Se incluye, además, dentro de la época eruptiva Chapualicense superior, a las rocas de los cerros Los Carrizales, Morado 1, Tapa, Huanul, Morado 3 y Rial y se las agrupa en la unidad litoestratigráfica Basalto Los Carrizales; 4) en el Grupo Grupo Puente (Pleistoceno) a dos conjuntos de centros eruptivos, el primero pertenece a la unidad litoestratigráfica Basalto La Blanca y está integrado por las rocas de los cerros La Blanca, La Yegua y El Águila. Por su parte, las rocas que forman los cerros El Pozo, De Díaz, Ñire Co, Agua Poca y Del Nido se agrupan en la unidad litoestratigráfica Basalto Agua Poca.

Los centros eruptivos estudiados están formados por las siguientes litofacies: aglomerados y brechas volcánicas; piroclastos sueltos; cenizas y coladas de lava. Para explicar la formación de estas rocas, se estableció una secuencia compuesta por tres fases eruptivas: 1) fase eruptiva inicial, durante la cual se generaron aglomerados y brechas volcánicas de alto soldamiento; 2) fase eruptiva media o principal, integrada por el conjunto de pulsos responsables de los depósitos de mayor volumen, que conforman sucesiones de capas de *cinder* y *spatter*; 3) fase eruptiva final, la que comprende el conjunto de pulsos finales que dieron origen a coladas de lava, depósitos de *spatter* y

bombas aisladas sin soldar. Se propone que las unidades volcánicas indicadas fueron generadas por actividad de fuentes de lava tipo hawaianas. Los volcanes estudiados serían monogenéticos.

Petrográficamente, las rocas estudiadas presentan estructuras desde muy vesiculares a masivas. La textura dominante es la porfírica con frecuencia acompañada por glomeroporfírica. Las pastas son mayormente intergranulares y le siguen en orden de abundancia pilotáctica, hialofítica, intersertal, subofítica e hialopilitica. Las asociaciones de fenocristales identificadas son: olivino, olivino-plagioclasa-clinopiroxeno, olivino-clinopiroxeno y olivino-plagioclasa en orden de abundancia. Las pastas están compuestas casi exclusivamente por la asociación plagioclasa-olivino-clinopiroxeno-minerales opacos +/- vidrio. Todas las muestras contienen nefelina (entre 1,4 y 18,2 %) y olivino (entre 13,7 y 29 %) normativos.

La mayoría de las rocas estudiadas clasifican son básicas, la excepción la constituyen las muestras de los volcanes Negro 1 y De la Laguna, las que pertenecen a las ultramáficas. Todas las muestras pertenecen a la serie alcalina sódica y clasifican como traquibasaltos, basaltos, basanitas y traquiandesita basáltica en orden de abundancia. El valor del parámetro *mg* exhibe una variación comprendida entre 0,43 y 0,69, destacándose que sólo una de las muestras posee una composición en equilibrio con olivino del manto. Los patrones de variación en el contenido de elementos incompatibles de las rocas volcánicas pertenecientes al área de esta Tesis coinciden con el patrón promedio de los basaltos de intraplaca. Las rocas volcánicas investigadas se habrían generado a partir de bajos grados de fusión de una fuente de manto enriquecido o de composición primitiva (poco empobrecido).

Durante el transcurso de este trabajo de Tesis se hallaron dos nuevos centros eruptivos (De la Laguna y Huanul) cuyas rocas contienen xenolitos ultramáficos, constituyendo junto con los incluidos en basaltos del cerro Agua Poca las únicas menciones para toda la zona de estudio. La mayoría de los xenolitos ultramáficos de las tres localidades son peridotitas en facies de espinela y, dentro de éstas, el tipo de roca dominante es lherzolita espinelífera seguido por harzburgita espinelífera. Las texturas presentes, en orden de abundancia son: porfiroclástica, porfiroclástica a equigranular y protogranular a porfiroclástica, todas de Tipo I. La asociación mineralógica identificada en los xenolitos de las tres localidades es olivino-ortopiroxeno-clinopiroxeno-espinela. El tren de variación de las relaciones modales cpx/opx vs. cpx , para la mayoría de las muestras de

los cerros Agua Poca y Huanul, presenta similitudes con los indicados por los modelos de empobrecimiento relacionados a fusión parcial.

Los xenolitos de Agua Poca presentan empobrecimientos relacionados con procesos de extracción de fundidos basálticos. Los elementos traza altamente incompatibles muestran comportamientos disímiles en las distintas muestras analizadas, a partir de los cuales se postula algún tipo de evento metasomático que sobreimpuso modificaciones al empobrecimiento ocurrido por extracción de fundidos.

En los xenolitos de Agua Poca y Huanul, la mayoría de los clinopiroxenos pertenecen al grupo del diópsido y los ortopiroxenos clasifican como enstatitas. Los olivinos de las dos localidades son forsteríticos, mientras que las espinelas pertenecen al grupo de las aluminicas. Las fases minerales analizadas presentan evoluciones consistentes con procesos de empobrecimiento por extracción de fundidos basálticos. Los grados de fusión (F) obtenidos sugieren que las peridotitas de Huanul experimentaron entre 1 y 10 % de extracción de fundido, en tanto que las de Agua Poca entre 1 y 5,5 %.

Las inclusiones ultramáficas de Agua Poca indican temperaturas de equilibrio de entre 960 y 1.099 °C y presiones de entre 10 y 18 kb. Por su parte, en las peridotitas del volcán Huanul las temperaturas van de 963 a 1.218 °C y las presiones oscilan entre 6 y 20 kb. La geoterma de los xenolitos de Huanul se ubica muy próxima a la geoterma de 90 mW/m², en tanto que la de Agua Poca tiene un valor algo inferior, correspondiendo las dos a zonas con valores altos de flujo de calor. Se infiere, por lo tanto, la presencia de un manto de alta temperatura bajo el área limítrofe entre las provincias de La Pampa y Mendoza.

AGRADECIMIENTOS

A mis directores Carlos Cingolani y Ernesto Bjerg, a quienes agradezco su invalorable colaboración en los temas geológicos de esta Tesis y principalmente su ejemplo en los aspectos personales.

Al CONICET por la beca concedida, mediante la cual se pudo efectuar esta investigación.

Se agradece el valioso aporte de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UNLPam a través de los planes PI 126 y 132. Se agradece también al Consejo Profesional de Ciencias Naturales de La Pampa (COPROCNA) por la solvencia parcial de los gastos de traslado a Italia.

Al personal técnico-administrativo y a la dirección del Centro de Investigaciones Geológicas (La Plata), donde se efectuaron trabajos de laboratorio y gabinete.

A la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP), en especial al personal del Departamento de Postgrado.

A la Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Porto Alegre, Brasil) donde se realizaron estudios químicos.

A la Università di Modena e Reggio Emilia (Modena, Italia), en especial a Giorgio Rivalenti, Maurizio Mazzucchelli y Stefania Laurora.

A Hugo Tickyj, quien prestó una gran ayuda en varios aspectos del trabajo.

A Ricardo Varela y Ana Sato por la ayuda brindada para con los análisis isotópicos.

A Gastón Cornachione, Jorge Rodríguez, Rubén López, Maximiliano Adrové, Gerardo Miskoff y Pablo Ribero por su colaboración en las tareas de campo. Por el mismo motivo se agradece a la familia González (puesto “El Puesto”), familia Díaz (Puesto El Corcovo) y al personal de la Escuela Hogar de Puelén.

A Guilherme Mallmann, Rommulo Vieira y Edinei Koester por los datos isotópicos de xenolitos.

Se agradece la colaboración prestada en diversas tareas de gabinete a: Carlos Labudía, Eduardo Llambías, Eduardo Mariño, Graciela Visconti, Silvio Casadío, Ricardo Melchor, Ana Parras, Walter Casenave, Juan Carlos Bidegain, Ivan Petrinovic y Daniel Poiré.

Al jurado de esta Tesis, Dres. Koukharsky, Haller y Llambías.

Deseo expresar, también, mi reconocimiento y gratitud a mis padres y abuelos por su constante estímulo y ayuda.

Por último, dedico este trabajo a mi esposa e hija, gracias a ellas todo mi esfuerzo tiene sentido.

BIBLIOGRAFÍA

- Alric, V. I., 1996. Los basaltos portadores de xenolitos aflorantes en las localidades Paso de Indios y Cerro Cóndor, departamento de Paso de Indios, provincia del Chubut. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco". (Inédito).
- Barazangi, M., e Isacks, B. L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 606-692.
- Barbieri, M. A., 1997. Caratteristiche petrologiche e geochimiche del mantello litosferico in Sud America. Tesi di Dottorato, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali, Università degli Studi di Modena, Modena, 234p. (Inédito).
- Barbieri, M. A., Rivalenti, G., Cingolani, C., Mazzucchelli, M. y Zanetti, A., 1997. Geochemical and isotope variability of the northern and southern Patagonic lithospheric mantle (Argentina). *Extended Abstracts South-American Symposium on Isotope Geology*, 1: 41-43. Sao Paulo, Brazil.
- Barbieri, M. A., Rivalenti, G., Cingolani, C., Vanucci, R. y Kempton, P. D., 1999. Geochemical and isotope constraints on the composition of the mantle lithosphere in Patagonia (Argentina, Chile). *Actas South American Symposium on Isotope Geology*, 2: 163-166. Carlos Paz, Argentina.
- Batanova, V. G., Suhr, G. y Sobolev, A. V., 1998. Origin of geochemical heterogeneity in the mantle peridotites from the Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland, Canada; ion probe study of clinopyroxenes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62:853-866.
- Berg, J. H., Moscati, R. J. y Herz, D. L., 1989. A petrologic geotherm from a continental rift in Antarctica. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 93: 98-108.
- Bermúdez, A., 1985. Los basaltos post-pliocenos entre los 36 y 37° de latitud, provincia de Mendoza, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 3:52-67. Antofagasta.
- Bermúdez, A., 1987. Basaltos alcalinos terciarios en la sierra de Palauco. Provincia de Mendoza. Argentina. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 238-242. Tucumán.
- Bermúdez, A., 1988. Geología y Petrología de las formaciones ígneas cenozoicas del volcán Nevado. Sur de la provincia de Mendoza. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. (Inédito).
- Bermúdez, A. y Delpino, D., 1987. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35-37° L.S.). Argentina. Simposio Internacional sobre Vulcanismo Andino, 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 243-245. Tucumán.
- Bermúdez, A. y Delpino, D., 1989. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35°-37° L.S.). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 35-55. Buenos Aires.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A., 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio p161-173. Mendoza.
- Bertotto, G. W., 1996a. Características volcanológicas del centro eruptivo Agua Poca, Cenozoico, departamento Puelén, provincia de La Pampa. VI Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, COPROCNA, Comunicaciones: 10-12. Santa Rosa.
- Bertotto, G. W., 1996b. Morfología del túnel lávico cenozoico "Cueva de Halada". Departamento Puelén, provincia de La Pampa. VI Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, COPROCNA, Comunicaciones: 13-15. Santa Rosa.
- Bertotto, G. W., 1997. Estudio volcanológico y petrográfico de los conos basálticos cenozoicos, cerros Del Nido, Amarillo y Agua Poca. Noroeste del departamento Puelén, provincia de La Pampa. Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Santa Rosa. (Inédito).

- Bertotto, G. W., 1999. Geología de los centros eruptivos cenozoicos; Ñire Co, Tapa, Morado y Los Carrizales, sudeste de la provincia de Mendoza. VII Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, COPROCNA, Actas: 77-85, Santa Rosa.
- Bertotto, G. W., 2000. Cerro Agua Poca, un cono basáltico cuaternario portador de xenolitos ultramáficos, en el oeste de la provincia de La Pampa, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(1-2): 59-71.
- Bertotto, G. W., 2002a. Cerro Huanul (37° 17'S; 68° 32'O), nueva localidad con xenolitos ultramáficos en basanitas cenozoicas del sur de Mendoza. *Actas 15° Congreso Geológico Argentino*, CD, Artículo n° 270, El Calafate.
- Bertotto, G. W., 2002b. Xenolitos ultramáficos en el cerro De la Laguna, volcanismo basáltico de retroarco en el sureste de la provincia de Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(4): 445-450.
- Bertotto, G. W., 2002c. Mineralogía de las peridotitas del cerro Huanul, sur de Mendoza, Argentina. VIII Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, COPROCNA, Actas, 63-65, Santa Rosa.
- Bertotto, G. W., 2002d. El estado termobarométrico del manto superior durante el Pleistoceno, en el sureste de Mendoza y oeste de La Pampa. VIII Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, COPROCNA, Actas, 59-61, Santa Rosa.
- Bertotto, G. W., Laurora, A. S., Barbieri, M. A., Rivalenti, G., Mazzucchelli, M. y Cingolani, C. A., 2000. Xenolitos ultramáficos en basaltos cuaternarios de la provincia de La Pampa, Argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Chileno*, 2: 6-10. Puerto Varas.
- Bidegain, J. C., Bertotto, G. W. Rodríguez, M. E. y Vilas, J. F., 2002. Estudios paleomagnéticos de los basaltos de Punta de La Barda, Cerro Solo y Agua Poca, departamento Puelén, provincia de La Pampa. VIII Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, COPROCNA, Actas, 67-69, Santa Rosa.
- Best, M. G., 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. W. H. Freeman and company, 630 p., New York.
- Best, M. G. y Christiansen, E. H., 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, 458 p., Massachusetts.
- Bianco, A. S. y Taylor, L. A., 1977. Applications of dynamic crystallization studies: lunar olivine normative basalts. *Proceedings 8th Lunar Science Conference*, 1593-1610.
- Bisceglia, H. A., 1977. Estudio hidrogeológico de la región de la Meseta Basáltica Pampeana, con especial referencia a los manantiales. Administración Provincial del Agua, Santa Rosa, La Pampa. (Inédito).
- Bisceglia, H. A., 1979. Perfil geológico Punta de la Barda-Limay Mahuida, provincia de La Pampa. Administración Provincial del Agua, Santa Rosa, La Pampa. (Inédito).
- Bjerg, E. A., Labudía, C. H. y Cesaretti, N., 1991. Mineralogy, Texture and Stress Measurements of Mantle Xenoliths from Southern Argentina. *European Journal of Mineralogy*, 3: 31.
- Bjerg, E. A., Labudía, C. H., Varela M. A. y Cesaretti, N., 1995. Fluid inclusions in olivine crystals from spinel lherzolite nodules, Somuncura Massif. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 257-261.
- Bjerg, E. A., Kurat, G., Ntaflou, T. y Labudía, C. H., 1999. Patagonia mantle xenoliths: petrographic, geochemical and thermobarometric data. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 1: 88-89. Salta.
- Bjerg, E. A., Ntaflou, Th., Kurat, G., Frisicale, M. C., Ferracutti, G. R. y Labudía, C. H., 2000. Caracterización petrográfica de xenolitos ultramáficos del norte de Patagonia. En: Schalamuk, I., Brodtkorb, M. y Etcheverry, R. (Ed): *Mineralogía y Metalogenia 2000*, p. 60-66. INREMI, La Plata.

- Bjerg, E. A., Ntaflos, T., Kurat, G., Labudía, C. H. y Ferracutti, G. R., 2002. Mantle xenoliths from Patagonia: petrography; geochemistry and geothermobarometry. *Actas 15° Congreso Geológico Argentino*, CD, Artículo n° 333, El Calafate.
- Brey, G. P. y Köhler, T., 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31: 1353-1378.
- Caminos, R., Nullo, F. E., Panza, J. L. y Ramos, V. A., 1993. Mapa Geológico de la provincia de Mendoza, escala 1:500.000. Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires.
- Cas, R. A. F. And Wright, J. V., 1987. Volcanic successions, modern and ancient. Allen and Unwin, 528p. London.
- Ciuffi, S., Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. y Cingolani, C., 2001. The Back-Arc Mantle Litosphere of the Andean Volcanic Front: Xenoliths from Tres Lagos and Cerro Desconocido (Patagonia, Argentina). Abstracts, 11th Meeting European Union of Geosciences, MS01: p415. Strasbourg, France.
- Ciuffi, S., Rivalenti, G., Vannucci, R., Zanetti, A., Mazzucchelli, M. y Cingolani, C. A. Geochemical variations in the host basalt-derived glasses infiltrating mantle xenoliths. *Actas 15° Congreso Geológico Argentino*, CD, Artículo n° 339, El Calafate.
- Comin-Chiaromonti, P., Antonini, P., Girardi, V. A. V., Gomes, C. B., Laurora, S. y Zanetti, A., 2001. Mantle xenoliths from Ñemby, Eastern Paraguay: O-Sr-Nd isotopes and trace elements of hosted clinopyroxenes. Abstracts (CD) III South American Symposium Isotope Geology (Pucón, Chile).
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Corbella, H., 1987. Sierra de Queupuniyeu: quimismo de sus volcanitas alcalinas. Patagonia extrandina norte, Río Negro, Argentina. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 4: 180-182. Tucumán.
- Corbella, H., 1999. Plan-Luan potassic and ultrapotassic rocks Sr-Nd isotope analyses, North Patagonian massif, Argentina. *Actas 2° South American Symposium on Isotope Geology*, 182-186. Carlos Paz.
- Cortezzi, C. R. y Dirac, M., 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. *Actas 4° Congreso Geológico Argentino* 2: 95-100. Mendoza.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979. The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, 450p. London.
- Criado Roqué, P., 1972. El Bloque de San Rafael. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, p.287-295. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Criado Roqué, P. e Ibáñez, G., 1979. Provincia Geológica Sanrafaelino – Pampeana. *Actas 2° Simposio de Geología Regional Argentina*, p. 837-869. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- De la Roche, H. Leterrier, J., Grande Claude, P y Marchal. M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1993. An introduction to the rock forming minerals. Ed. Longman, London.
- Delpino, D. H., 1987. Erupciones basálticas a través de fracturas en el retroarco andino (35°-36°L.S.) Mendoza. Argentina. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 4: 233-237. Tucumán.

- Delpino, D. H., 1988. Informe preliminar de la hoja 29c Laguna Llacanelo, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería (informe inédito), Buenos Aires.
- Delpino, D. H., 1997. Geología regional y Petrología del Complejo Los Corrales Paleozoico superior - Triásico. Provincia de Mendoza. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 254p. (Inédito).
- Dessanti, R. N., 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 85: 1-79, Buenos Aires.
- Dessanti R. N., 1973. Descripción geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas, provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 139: 1-70, Buenos Aires.
- Dessanti, R. N., 1978. Descripción geológica de la Hoja 28b, Malargüe, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 149: 1-50, Buenos Aires.
- Digregorio, J. H., 1972. Neuquén. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p.439-506. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Donaldson, C. H., 1976. An experimental investigation of olivine morphology. Contributions to Mineralogy and Petrology, 57: 187-213.
- D'Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M. J., Manetti, P. y Mazzarini, F., 2001. Slab window-related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area (~52°S, Argentina-Chile). Lithos, 57: 67-89.
- Dorendorf, F., Churikova, T., Koloskov, A. y Wörner, G., 2000. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 104: 131-151.
- Douglas, B. J., Saul, S. A. y Stern, C. R., 1987. Rheology of the upper mantle beneath southernmost South America inferred from peridotite xenoliths. Journal of Geology, 95: 241-253.
- Fedotov, S. A., 1981. Magma rate in feeding conduits of different volcanic centers. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 9: 379-394.
- Fisher, R. V., 1961. Proposed classification of sediments and rocks. Geological Society of America Bulletin, 72: 1409-1414.
- Fisher, R. V., 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth Sciences Review, 1: 287-298.
- Fisher, R. V. y Schmincke, H.-U., 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, 472 p., Berlin.
- Franzini, M., Leoni, L. y Saitta, M. (1975). Revisione di una metodologia analitica per fluorescenza-X, basata sulla correzione completa degli effetti di matrice. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 31: 365-379.
- Gelós, E. M. y Hayase, K., 1979. Estudio de las inclusiones peridotíticas en un basalto de la región de Comallo y de otras localidades de las provincias de Río Negro y Chubut. Actas 6º Congreso Geológico Argentino, 2: 69-82.
- Gerlach, D. C., Frey, F. A., Hickey, R., Moreno y Hildreth, W., 1983. Geochemistry of Puyehue volcano and Cordon Caulle, Southern Andes (40° 30'S). EOS-Transactions American Geophysical Union, 64: 326.
- González Díaz, E. F., 1972a. Descripción Geológica de la Hoja 30e, Agua Escondida, provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 135, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., 1972b. Descripción Geológica de la Hoja 30d Volcán Payún Matru. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 130: 1-88, Buenos Aires.

- González Díaz, E. F., 1972c. Descripción Geológica de la Hoja 27d San Rafael, provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 132: 1-127, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 31d, la Matancilla, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 173, Buenos Aires.
- González Díaz, E. F. y García, H. H., 1968. El hallazgo del Neopaleozoico plantífero en el área de Agua Escondida (SE de Mendoza y NO de La Pampa). Actas 3° Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 341-354.
- Gorring, M. L. y Kay, S. M., 2000. Carbonatite metasomatized peridotite xenoliths from southern Patagonia: implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(1): 55-72.
- Gorring, M. L. y Kay, S. M., 2001. Mantle sources and processes of Neogene slab window magmas from southern Patagonia, Argentina. *Journal of Petrology*, 42: 1067-1094.
- Gripp, A. E., y Gordon, R. G., 1990. Current plate velocities relative to the hot spots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophysical Research Letters*, 17: 1109-1112.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58:1-110, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1939. Mapa Geológico de Mendoza. *Physis, Revista de la Asociación Argentina de Ciencias Naturales, sección Geología*, 14(46): 171-220, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°, 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1(3): 117-208. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C Reimpresiones*, 1: 5-36, 1980.
- Hasenaka, T. y Carmichael, I. S. E., 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25: 105-124.
- Head III, J. W. y Wilson, L., 1989. Basaltic pyroclastic eruptions: influence of gas-release patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37: 261-271.
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B. y Hofmann, A. W., 2001. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* 410:677-681.
- Henjes-Kunst, F. y Altherr, R., 1992. Metamorphic Petrology of xenoliths from Kenya and northern Tanzania and implications for geotherms and lithospheric structures. *Journal of Petrology*, 33: 1125-1156.
- Herron, E. M., 1981. Chile Margin near lat 38°S: Evidence for a genetic relationship between continental and marine geologic features or a case of curious coincidences?. *Geological Society of America, Memoir* 154: 755-760.
- Hibbard, M. J., 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice-Hall, 587 p., New Jersey.
- Hickey, R. L., Frey, F. A., Gerlach, D. C. y Lopez-Escobar, L., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°-41° S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 91(B6): 5963-5983.
- Hildreth, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10153-10192.

- Hofmann, A. W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 297-314.
- Holmberg, E. 1962. Descripción Geológica de la Hoja 32d, Chachahuen, provincias de Neuquén y Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 91, Buenos Aires.
- Holmberg, E. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29d, Cerro Nevado, provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín N° 144, Buenos Aires.
- Inbar, M. y Risso, C., 2001. A morphological and morphometric analysis of a high density cinder cone volcanic field – Payun Matru, south-central Andes, Argentina. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 45(3): 321-343. Gebrüder Borntraeger, Berlin - Stuttgart.
- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Jordan, T. E., Isacks, B., Ramos, V. A. y Allmendinger, R. W., 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes* 1983 (3): 20-26.
- Kay, S.M., 2002. Magmatic sources, tectonic setting and causes of tertiary to recent patagonian plateau magmatism (36°s to 52°s latitude). *Actas 15° Congreso Geológico Argentino*, CD, Keynote n° 430, El Calafate.
- Kay, S. M., Ardolino, A., Franchi, M y Ramos, V., 1993. Origen de la Meseta de Somún Curá: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 236-248. Mendoza.
- Kay, S. M. y Gorrington, M. L., 1999. Evolution of the Patagonian mantle: Evidence from isotopic studies of Tertiary to Recent plateau lavas. In *II South American Symposium Isotope Geology (Cordoba)*, SEGEMAR Anales 34: 556-565.
- Kilian R., Stern, C., Koch, M. y Franzen, C., 2002. Arc to back arc variations in the metasomatic history of the lithospheric mantle below southernmost South America. *Actas 15° Congreso Geológico Argentino*, CD, Keynote n° 316, El Calafate.
- Köhler, T. P. y Brey, G. P., 1990. Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2375-2388.
- Kostoglodov, V., 1994. Structure and seismotectonic segmentation of Chilean subduction zone. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 2: 1383-1387. Concepción.
- Kozlowski, E. E., Manceda, R. y Ramos, V. A., 1993. Estructura. En: Ramos, V. A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 235-256. Mendoza.
- Labudía, C. H., Bjerg, E. A. y Gregori, D. A., 1984. Nódulos de composición ultrabásica de las lavas alcalinas de la localidad de Praguaniyeu, provincia de Río Negro. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 2: 547-553. Bariloche.
- Labudía, C. H., Bjerg, E. A. y Cesaretti, N., 1989. Nódulos lherzolíticos en basaltos alcalinos del Bajo de Lenzaniyeu, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 217-223.
- Labudía, C. H., Cesaretti, N. y Bjerg, E. A., 1992. Procesos de deformación en el manto inferidos a través de los nódulos lherzolíticos incluidos en los basaltos alcalinos del área de Lenzaniyeu, provincia de Río Negro, Argentina. *Actas 7° Reunión de Microtectónica*, 1: 7-14.
- Laurora, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vanucci, R., Zanetti, A., Barbieri, M. A. y Cingolani, C. A., 2001. Metasomatism and Melting in Carbonated Peridotite

- Xenoliths from the Mantle Wedge: The Gobernador Gregores Case (Southern Patagonia). *Journal of Petrology*, 42(1): 69-87.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, 193 p, Oxford.
- Leoni, L. y Saitta, M., 1976. X-ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rock and mineral standards. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 32: 497-510.
- Linares, E. y González, R. R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina, años 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 19: 1-628. Buenos Aires.
- Linares, E., LLambías, E. J. y Latorre, C. O., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(1): 87-146.
- LLambías, E. J., 1966. Geología y petrografía del volcán Payún Matru. *Acta Geológica Lilloana*, 8: 1-310. Tucumán.
- LLambías, E. J., 1975. Geología de la provincia de la Pampa y su aspecto minero. Dirección de Minas de la provincia de La Pampa, Santa Rosa, (informe inédito).
- Lofgren, G. E., 1974. An experimental study of plagioclase cristal morphology: isothermal crystallization. *American Journal of Science*, 274: 243-273.
- Lofgren, G. E., 1980. Experimental studies on the dynamic cristallization of silicate melts. En: Hargraves, R. B. (Ed.): *Physics of magmatic processes*, p487-551. Princeton University Press, Princeton.
- Luhr, J. F., Aranda-Gómez, J. J. y Hush, T. B., 1995. San Quintín Volcanic Field, Baja California Norte, México: Geology, petrology, and geochemistry. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7): 10.353-10.380.
- Macdonald, G. A., 1967. Forms and Structures of Extrusive Basaltic Rocks. En: Hess, H.H. y Poldevaart, A. (Eds), *Basalts: The Poldevaart treatise on rocks of basaltic composition*. Vol. 2. Interscience, p 1-61, New York.
- Macdonald, G.A., 1968. Composition and origin of hawaiian lavas. En: Coats, R. R., Hay, R. L. y Anderson, C. A. (Eds): *Studies in volcanology: a memoir in honor of Howel Williams*. Geological Society of America. Memoir, 116: 477-522.
- Macdonald, G. A., 1972. *Volcanoes*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 510 p., New Jersey.
- MacKenzie, W., Donaldson, C. and Guilford, C., 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. John Wiley & Sons, 148 p., New York.
- Marshall, L.G., Cifelli, R., Drake, R. E. y Curtis, G. H., 1986. Vertebrate paleontology, geology, and geochronology of the Tapera de López and Scarrit Pocket, Chubut province, Argentine. *Journal of Paleontology*, 60(4): 920-951.
- Mazzucchelli M., Rivalenti, G. Vannucci, R., Zanetti, A. Ciuffi, S. I. A. y Cingolani, C. A., 2002. The mantle lithosphere in northern Patagonia. *Actas 15° Congreso Geológico Argentino*, CD, Artículo n° 340, El Calafate.
- McDonough, W. F. y Sun, S. -s., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- Melchor, R. y Casadio, S., 1997. Hoja Geológica 3766-III La Reforma, provincia de La Pampa. Secretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 36 p, (informe preliminar inédito).
- Mercier, J. C., 1980. Single-pyroxene thermobarometry. *Tectonophysics*, 70: 1-37.
- Mercier, J-C. C. y Nicolas, A., 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalts xenoliths. *Journal of Petrology*, 16(2): 454-487.
- Middlemost, E. A. K., 1975. The basalt clan. *Earth Science Review*, 11: 337-364.

- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52: 535-550.
- Muñoz Bravo, J., 1981. Inclusiones ultramáficas del manto superior en meseta Las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 13-14: 63-78.
- Muñoz Bravo, J., Stern, C. R., Bermúdez, A., Delpino, D., Dobbs, M. F. y Frey, F. A., 1989. El volcanismo Plio-Cuaternario a través de los 34-39° S de los Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 270-286. Buenos Aires.
- Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation. Principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2: 1-16, Amsterdam.
- Nakamura, K., 1986. Volcanology and the plate tectonics (en japonés con resumen en inglés). *Bulletin of Volcanological Society of Japan*. Special Issue 30: S1-S16.
- Niemeyer, H., 1978. Nódulos máficos y ultramáficos en basaltos alcalinos de la meseta Buenos Aires, lago General Carrera, provincia de Aisén, Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(1): 63-75.
- Ntaflos, Th., Bjerg, E. A., Kurat, G., Hinton, R. W., Labudía, C. H. and Upton, B. G. J., 2000. Carbonatite-silicate metasomatism of mantle xenoliths from Santa Cruz province, Patagonia, Argentina. Abstracts Volume (CD-ROM) 31st International Geological Congress, General Symposia, 6. Igneous Petrology, 6.2 Primary Basalt Magmas (Scientific Sponsors: IAVCEI/IAGC/IMA), Rio de Janeiro, Brazil.
- Ntaflos, TH., Bjerg, E. A., Labudía, C. H., Thöni, M., Frisicale, C. and Günther, M., 2001. Garnet-bearing xenoliths: evidence of plume activity in northern Patagonia. Eleventh Annual V. M. Goldschmidt Conference, p3126, Hot Springs, Virginia, USA.
- Ntaflos, T., Bjerg, E. A. and Labudía, C. H. 2002. High temperature, low pressure garnet-peridotites from Praguaniyeu: evidence for plume activity in northern patagonia. *Actas 15° Congreso Geológico Argentino*, CD, Artículo n° 185, El Calafate.
- Núñez, E., 1976a. Descripción geológica de la Hoja 31e, Chical Co, provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Geológico Nacional, (informe inédito), Buenos Aires.
- Núñez, E., 1976b. Descripción geológica de la Hoja 28c, El Nihuil, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, (informe inédito), Buenos Aires.
- Núñez, E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 28d, Estación Soitué, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 166: 1-67, Buenos Aires.
- O'Reilly, S. Y., Griffin, W. L., Poudjom Djomani, Y. H. y Morgan, P., 2001. Are lithospheres forever?. Tracking Changes in subcontinental lithospheric mantle through time. *GSA Today*, 11 (4): 4-10.
- Parfitt, E. A. y Wilson, L., 1995. Explosive volcanic eruptions IX. The transition between Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian explosive activity. *Geophysical Journal International*, 121: 226-232.
- Pearce, J. A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. En: Wyman, D. A. (Ed.): Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration, V. 12, p79-113. Geological Association of Canada, Short Course Notes.
- Pearce, J. A. y Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 19: 290-300.
- Pezzutti, N. E. y Villar, L. M., 1978. Los complejos alcalinos en la zona de Sarmiento provincia de Chubut. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino*, 2: 511-520. Neuquén.

- Polanski, J., 1964a. Descripción geológica de la Hoja 25a, Volcán San José, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98:1-94, Buenos Aires.
- Polanski, J., 1964b. Descripción geológica de la Hoja 26c, La Tosca, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 101: 1-86, Buenos Aires.
- Poudjom Djomani, Y. H., O'Reilly, S. Y., Griffin, W. L. y Morgan, P., 2001. The density structure of subcontinental lithosphere through time. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 184 (3-4): 605-621.
- Ragland, P. C., 1989. *Basic Analytical Petrology*. Oxford University Press, 366p., Oxford.
- Ramos, V., 1993. Interpretación tectónica. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio p257-266. Mendoza.
- Ramos, V. y Aleman, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. En Cordani *et al.* (Eds.), *Tectonic evolution of South America*, p635-685, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil.
- Ramos, V. A. y Barbieri, M., 1989. El volcanismo Cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(2): 210-223.
- Ramos, E. D. y Ramos, V. A., 1978. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 771-786. Neuquén.
- Ribero, P. M., 2003. Petrografía y geoquímica de los basaltos cenozoicos del volcán cerro Pencoso, campo de túmulos y colada asociada, departamento Malargüe (Mendoza), Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Santa Rosa. (Inédito).
- Rivalenti, G., Barbieri, M. A., Mazzucchelli, M., Girardi, V. A. V., Cingolani, C. y Vannucci, R., 1997. Geochemical and isotope constraints on the composition of the mantle lithosphere in South America. *South-American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts* 1: 256-259. Sao Paulo, Brazil.
- Rivalenti G., Vannucci, R., Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Laurora, Ciuffi, S. I. A. y Cingolani, C.A., 2002. Composition and processes of the South America mantle lithosphere in Patagonia. *Actas 15° Congreso Geológico Argentino*, CD, Artículo n° 341, El Calafate.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 12: 1-644.
- Rollinson, H. R., 1993. *Using Geochemical Data*. Longman Scientific & Technical, 352p., Essex.
- Self, S., Sparks, R. S. J., Booth, B. y Walker, G. P. L., 1974. The 1783 Heimaey strombolian scoria deposit, Iceland. *Geological Magazine*, 111: 539-548.
- Simkin, T., Unger, J. D., Tilling, R. I., Vogt, P. R. y Spall, H., 1994. *This Dynamic Planet. World map of volcanoes, earthquakes, impact craters, and plate tectonics*. U.S. Geological Survey-Smithsonian Institution.
- Scasso, R. A. y Limarino, C. O., 1997. Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas. *Asociación Sedimentológica Argentina, Publicación especial* N° 1: 1-64.
- Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9: 41-43.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman & Hall, 445 p., London.

- Skewes, M. A. and Stern, C. R., 1979. Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6: 3-25.
- Sobral, J. M., 1942. Geología de la región occidental del Territorio de La Pampa, situada al occidente del Chadi-Leuvú. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 212:33-81. Buenos Aires.
- Sparks, R. S. J., Bursik, M. I., Carey, S. N., Gilbert, J. S., Glaze, L. S., Sigurdsson, H. y Woods, A. W., 1997. *Volcanic Plumes*. John Wiley & Sons, 559 p., Chichester.
- Stappenbeck, R., 1913. Apuntes hidrogeológicos sobre el sudeste de la provincia de Mendoza. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 6, Serie B (Geología):1-31. Buenos Aires.
- Stappenbeck, R., 1926. *Geologie und Grundwasserkünde der Pampa*. Stuttgart. Traducción oficial de la Dirección de Minas, Geología e Hidrología, (1943), 20p. Buenos Aires.
- Stern, C. R., 1989. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of mantle xenolith bearing Plio-Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 402-407.
- Stern, C. R., Futa, K., Saul S. y Skewes, M. A., 1986. Nature and evolution of the subcontinental mantle lithosphere below southern South America and implications for Andean magma genesis. *Revista Geológica de Chile*, 27: 41-53.
- Stern, C. R., Saul, S., Skewes, M. A. y Futa, K., 1989. Garnet peridotite xenoliths from the Pali-Aike basalts of southernmost South America. In "Kimberlites and related rocks". Geological Society of Australia, Special Publication 14. Blackwell, Carlton, Australia, 2: 735-744.
- Stern, C. R., Frey, F. A., Futa, K., Zartman, R. E., Peng, Z. and Kyser, K. T., 1990. Trace-element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 294-308.
- Swanson, S. E. y Fenn, P. M., 1986. Quartz crystallization in igneous rocks. *American Mineralogist*, 71: 331-342.
- Takada, A., 1994a. Accumulation of magma in space and time by crack interaction En: Ryan, M. P. (Ed.): *Magmatic Systems*, p. 241-257. Academic Press, San Diego.
- Takada, A., 1994b. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7): 13563-13573.
- Teruggi, M. E., 1980. Clasificación de las rocas ígneas. Colección Ciencias de la Tierra, Estudios N°1, Ediciones Científicas Argentinas Librart (ECAL), 34 p., Buenos Aires.
- Teruggi, M. E. y Leguizamón, M. A., 1986. *Fábrica de rocas ígneas*. Serie Geociencias N° 2, Ediciones Argentea, 70 p., Buenos Aires.
- Thorarinsson, S., Steinthorsson, S., Einarsson, T., Kristmannsdottir, H. y Oskarsson, N., 1973. The eruption of Heimaey, Iceland. *Nature*, 241: 372-375.
- Toubes, R. O. y Spikermann, J. P., 1979. Nuevas edades K/Ar para la Sierra Pintada, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(1): 73-79.
- Usselman, T. M., Lofgren, G. E., Donaldson, C. H. y Williams, R. J., 1975. Experimentally reproduced textures and mineral chemistries of high-titanium mare basalts. *Proceedings 6th Lunar Science Conference*, 997-1020.

- Valencio, D. A., Linares, E. y Creer, K. M., 1969. Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuaternarios de Mendoza y de Neuquén. 4° Congreso Geológico Argentino, Actas 2, 397-415. Mendoza.
- Vannucci, R., Zanetti, A., Kempton, P. D., Ciuffi, S., Mazzucchelli, M. and Cingolani, C. A., 2002. The chemical history of young lithospheric mantle in a backarc region: the spinel±garnet peridotite xenoliths from Pali Aike (south Patagonia). Actas 15° Congreso Geológico Argentino, CD, Artículo n° 287, El Calafate.
- Vergnolle, S. y Mangan, M., 2000. Hawaiian and Strombolian eruptions. En: Sigurdsson, H. (Ed.): Encyclopedia of Volcanoes, p. 447-461. Academic Press, San Diego.
- Villar, L. M. y Pezzutti, N. E., 1976. Contribución a la petrología de las rocas alcalinas básicas de la zona de Sarmiento, provincia de Chubut, República Argentina. Actas 1° Congreso Geológico Chileno, 2: 59-72. Santiago.
- Villar, L. M., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogenético. Actas 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 3: 135-156. Buenos Aires.
- Villar, L. M., 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas, tipos de ultramáficas, Metalogenia. Actas 4° Congreso Geológico Chileno, 4: 610-633. Antofagasta.
- Walker, D., Kirkpatrick, R. J., Longhi, J. y Hays, J. F., 1976. Crystallization history of lunar picrite basalt sample 12002: phase equilibria and cooling-rate studies. Geological Society of America Bulletin, 87: 646-656.
- Wells, P. R. A., 1977. Pyroxene Thermometry in Simple and Complex Systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 62: 129-139.
- Wichmann, R., 1928. Contribución a la Geología de los departamentos Chical Co y Puelén, de la parte occidental de La Pampa Central. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Publicación n° 40, 33p, Buenos Aires.
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman, 465 p., London.
- Winchester, J. y Floyd, P., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20: 325-343.
- Wolff, J. A. y Sumner, J. M., 2000. Lava fountains and their products. En: Sigurdsson, H. (Ed.): Encyclopedia of Volcanoes, p. 321-329. Academic Press, San Diego.

APÉNDICE 1

Resumen de las descripciones petrográficas de las rocas volcánicas.

Referencias de las tablas: # presencia del mineral; #? presencia con dudas; Ol olivino; Px piroxeno; Cpx clinopiroxeno; Pl plagioclasa; Vi vidrio; Cr base criptocristalina; Ap apatito; Fd feldespatoide; Op opacos; CO_3^- carbonatos; SO_4^- sulfatos; Idd iddingsita. Centros eruptivos: M: Morado 1; Ñ: Ñire Co; TA: Tapa; CA: Los Carrizales; PE: El Penepe; CE: El Cenizo; GA: El Gato; PA: La Parva; NE: La Negra; TO Tordillo; AM: Amarillo; JM: Loma Jagüel del Moro; PU: Puntudo; LA: De la Laguna; NO: Negro 3; OS: El Oscuro; CH: Chato; M: Morado 2; CS: Chato Segundo; DC: Del Chivo; C: Corrales; LI: Lindero; P: Peludo; AT: Agua de Torres; NL: Negro 2; NA: Negro 1; DA: De Díaz 1; DB: De Díaz 2; HU: Huanul; EC: Huanul en puesto El Corcovo; AG: El Águila; PO: El Pozo; Ri: Rial; Y: La Yegua; B: La Blanca; MO: Morado 3.

Muestra	Unidad y Lugar	Textura general	Textura de la pasta	Fenocristales			Pasta					Observaciones
				Ol	Pl	Cpx	Ol	Pl	Cpx	Otro	Op	
M93	Dique sector superior	Porfírica	Intergranular en base criptocrist.	#	#		#	#		Cr	#	
M100	Colada SSO	Porfírica + glomeroporfírica	Intergranular	#			#	#	#		#	
Ñ5	Colada en sector superior N del cráter	Porfírica + glomeroporfírica	Intergranular	#	#	#	#	#	#		#	Xenocrystal de Q de 2,8mm, con corona de reacción, inclusiones fluidas alineadas y extinción ondulante
Ñ7	Bomba esférica con fisuras en corteza	glomeroporfírica	Intersertal	#	#	#	#	#	#	Cr	#	Xenocrystal de Q con corona de ¿Cpx?. ¿Xenocrystal de Ol? con oxidación desde bordes y engolfamientos
Ñ10	Sector vesicular de dique	glomeroporfírica + porfírica	Hialofítica		#	#	#	#	#	Vi		Agrupamiento de Cpx. Xenocrystal de Q. Vi (taquilita)
Ñ12	Sector masivo de dique	glomeroporfírica + porfírica	Intergranular	#	#	#	#	#	#		#	Xenocr. de Q de 2,77mm casi totalmente reemplazado por Cpx. Minerales oxidados circundando a vesículas
TA6	Colada ladera sur	Porfírica	Intergranular	#	#	#	#	#	#		#	Parches de Calcita englobando Pl. Zona oscura con mayor concentración de minerales titaníferos
TA7	Dique rojizo en sector sur cráter	Porfírica + glomeroporfírica	Hialofítica	#	#		#	#		Vi		Base vítrea opaca (taquilita)
CA3	Dique sector superior	Porfírica + pilotáxica	Intersertal	#	#	#	#?	#	#?		#	
CA5	Colada ladera norte	Porfírica	Intersertal	#	#	#		#		Cr	#	¿Xenocrystal? de Pl cribado con zonación oscilatoria de 1,91mm
PE3	U/ Flujo 1. Sector inf. C° con diacl. subhoriz.	Intergranular + subofítica		#	#	#	#	#	#		#	Parches de CO ₃ =
PE5	U/ Flujo 2 Sect sup C° bas. C/ lasjas sub-vert.	Intergranular		#	#	#	#	#	#		#	Ol con iddingsita + ¿bowlingita?
CE9	U/ Flujo 1.C/diaclasas sub-horizontales	Porfírica	Subofítica + intergranular	#			#	#	#		#	
CE13A	U/Flujo 1. Aprox. centro colada de 3m	Porfírica	Intergranular + subofítica	#			#	#	#		#	Ol con Idd; Vesículas con CO ₃ = + ¿Q?
CE14	U/ Flujo3. 0,5m super. de colada de 2,5m	Porfírica + glomeroporfírica	Intersertal	#			#?	#	#?	Vi	#	Vidrio rojo oscuro (¿taquilita?). Fenocristales de Ol reemplazados por Idd
CE15	U/ Flujo9. Aprox. centro colada de 2,8m	Porfírica	Intergranular + base criptocristal.	#	#	#	#	#	#	Cr	#	Base criptocristalina de ¿Cpx + Ol?. En pasta “parches” fibroso-radiados de CO ₃ =
CE16	U/ Flujo4a9. Lava vesicular, cordada	Porfírica + glomeroporfírica	Intersertal	#			#	#		Vi		Vi = base opaca (¿taquilita?) cerca de vesículas se aclara y altera a ¿zeolita?. Idd reemplazando a Ol

Muestra	Unidad y Lugar	Textura general	Textura de la pasta	Fenocristales			Pasta					Observaciones
				Ol	Pl	Cpx	Ol	Pl	Cpx	Otro	Op	
GA5	U/ Flujo1. Base de colada	Porfírica	Subofítica	#			#	#	#	Ap	#	Cpx zonado + alteración zeolítica
GA6	U/ Flujo2. Base vesicular de colada	Subofítica		#	#	#	#	#	#	Ap	#	Cpx con alteración zeolítica
GA8	U/ Flujo3. Sector superior de colada	Porfírica	Subofítica + intergranular	#			#	#	#		#	Ol reemplazado por iddingsita + ζbowlingita?
PA6	Mitad de ladera noroeste	Subofítica + intergranular		#	#		#	#	#		#	Reemplazo de Ol por iddingsita. Parches de CO ₃ ⁼
PA10	Tope del cerro	Subofítica + intergranular		#	#		#	#	#		#	Reemplazo de Ol por iddingsita. Parches de CO ₃ ⁼
NE5	Escoria con xenolito félsico	Porfírica	Intergranular + pilotáxica	#		#	#	#	#		#	Vesículas con CO ₃ ⁼ + ζSO ₄ ⁼ ?. Ol reemplazado por Idd. Cpx zonados en reloj de arena
NE6	Tope del cerro	Porfírica	Intergranular	#		#	#	#	#		#	Vesículas con CO ₃ ⁼ + ζSO ₄ ⁼ ?. Ol reemplazado por Idd. Cpx zonados en reloj de arena
NE13	Brecha-aglomerado volcánico sector N.	Porfírica	Intergranular	#			#	#	#	Cr	#	Agrupamientos de Cpx y de Pl. Ol reemplazados por Idd.
TO1	Lava cañada norte	Porfírica	Intergranular	#		#?	#	#	#		#	Xenocr de Ol (con <i>kink bands</i>). Ol reemplazado por Idd. Cpx zonados en reloj de arena.
TO4	Bomba en cintas. Centro del cerro	Porfírica	Pilotáxica	#			#	#	#	Cr	#	Vesículas con CO ₃ ⁼ + ζSO ₄ ⁼ ?. Ol reemplazado por Idd. Cpx zonados en reloj de arena
TO7	Lava sector superior sur	Porfírica	Pilotáxica	#			#	#	#		#	ζXenocristales de Ol?. Algunos Ol con zonación composicional (por color interferencia)
AM2	Brecha-aglomerado volcánico	Porfírica	Pilotáxica + intergranular	#			#	#	#	Cr	#	Agrupamientos de Pl y de Cpx. Cpx zonados. Xenolito félsico
AM4	Brecha-aglomerado volcánico	Porfírica	Intergranular + pilotáxica	#		#?	#	#	#		#	Ol reemplazado por Idd. Xxenocristal de Pl.
AM7	Cima cerro. Bochón c/erosión catafilar	Porfírica	Intergranular	#			#	#	#	Cr Ap	#	Cpx zonados. Xenocristal de Q. Agrupamiento de Cpx.
JM4	Trozo de lava erosionada ζo pirocl.?	Porfírica	Pilotáxica + intergranular	#		#	#	#	#		#	Ol reemplazado por Idd + ζBowl?. Cpx zonados. ζXenocristales? de Ol con <i>kink bands</i>
JM6	Bomba irregular	Porfírica	Pilotáxica	#		#		#		Cr	#	Reemplazo de Ol por Idd. Xenocristal de Q. Sector más oscuro con menor cristalización
JM9	Piroclasto?. Sector centro-sur del cerro	Porfírica	Pilotáxica	#			#	#	#	Cr	#	Parches de CO ₃ ⁼ + ζQ?. Ol reemplazado por Idd. Cpx con zonación. Xenocristal de Q
PU4	Bomba de aglomer. volcánico. Tope cerro	Porfírica	Intersertal	#		#	#	#	#	Cr	#	Parches de CO ₃ ⁼ . Ol reemplazado por Idd
PU7	Colada ladera norte	Porfírica	Intergranular	#		#	#	#	#	Cr	#	Agrupamiento de Cpx. ζXenocristal? de Pl. Cpx zonados
PU8	Colada sector norte	Porfírica + glomeroporfírica	Intergranular	#		#	#	#	#		#	Ol reemplazado por Idd +ζbowlingita?. Parches de CO ₃ ⁼

Muestra	Unidad y Lugar	Textura general	Textura de la pasta	Fenocristales			Pasta					Observaciones
				Ol	Pl	Cpx	Ol	Pl	Cpx	Otro	Op	
LA1A	Ladera oeste	Porfírica	Ofítica + intergranular	#		#	#	#	#	Ap Fd	#	Muestra con xenolito ultramáfico
LA16		Porfírica	Intergranular	#			#	#	#		#	Xenolito ultramáfico. Iddingsita en <i>parting</i> de Ol
LA18		Porfírica	Intergranular + subofítica	#	#		#	#	#	Fd Ap	#	Xenolito ultramáfico
LA27		Porfírica	Intergranular- Pilotáxica	#			#	#	#		#	Xenolito félsico. Iddingsita reemplazando parcialmente a Ol
LA28A		Porfírica	Intergranular- Pilotáxica	#			#	#	#		#	Xenolito félsico. Ol con Idd y extinción ondulosa
NO1	Dique	Porfírica	Intersertal + pilotáxica	#		#	#	#	#	Ap Cr	#	Parches de CO ₃ ⁻ . Reemplazo parcial a total de Ol por iddingsita.
NO5	Colada de lava, tope central del cerro	Porfírica	Intergranular	#		#	#	#	#		#	Agrupamiento de Cpx. Xenocristales de Ol. Xenolitos félsicos.
NO7A	Colada de lava sector superior del cerro	Porfírica	Intergranular + pilotáxica	#		#	#	#	#		#	Xenolito félsico
NO7B	Colada de lava sector superior del cerro	Porfírica	Intergranular	#		#	#	#	#		#	Parches de CO ₃ ⁼ . Agrupamiento de Cpx en la pasta
OS1	Aglomerado volc. Tope del cerro	Porfírica	Intergranular + intersertal	#	#	#	#	#	#	Cr Ap	#	Reemplazo parcial a total de Ol por iddingsita
OS6	Lapillita faldeo sur debajo de colada	Porfírica	Intersertal	#			#	#	#	Vi	#	Vidrio: rojo caramelo (¿palagonita?) + rojo oscuro (¿taquilita?).
OS9	Interior de dique	Porfírica	Intergranular + subofítica	#			#	#	#	Ap Fd	#	Iddingsita en bordes y <i>parting</i> de olivino
CH7	Colada de lava faldeo sur	Porfírica + glomeroporfírica	Intergranular	#	#	#	#	#	#		#	Reemplazo parcial a total de Ol por iddingsita. Agrupamientos de cpx.
CH12	Bomba fusiforme de aglomerado volcánico	Porfírica	Intergranular	#			#	#	#		#	Iddingsita en márgenes y <i>parting</i> de olivino
M4	Lava basáltica masiva	Porfírica	Intergranular	#			#	#	#	Fd	#	
M6	Dique sector central del cerro	Porfírica	Pilotáxica	#			#?	#	#?	Ap	#	
M13A	Aglomerado volcánico	Porfírica	Intersertal	#			#?	#	#	Vi	#	Vidrio: rojo-amarillento (¿palagonita?) + rojo oscuro (¿taquilita?). Xenolito félsico
M13B	Aglomerado volcánico	Porfírica	Intergranular	#			#	#	#		#	Minerales opacos incluidos en todos los demás minerales. Xenolito félsico

Muestra	Unidad y lugar	Textura general	Textura de la pasta	Fenocristales			Pasta					Observaciones
				Ol	Pl	Cpx	Ol	Pl	Cpx	Otro	Op	
CS2	Colada superior	Porfírica	Intergranular	#			#	#	#		#	Algunos Ol con <i>kink bands</i> . Reemplazo parcial a total de olivino por iddingsita
CS3	Brecha volcánica sector central cerro	Porfírica	Intergranular + pilotáxica	#			#	#	#	Vi	#	Parches de CO ₃ ⁼ , reemplazo casi total de olivino por iddingsita
CS9	Colada de lava base del cerro	Porfírica	Pilotáxica + intergranular	#			#	#	#	Vi	#	Vidrio verde claro (¿sideromelano?)
DC2	Aglomerado volcánico	Porfírica	Pilotáxica + intergranular	#			#	#	#		#	Reemplazo total de olivinos por iddingsita. Agrupamientos de Cpx
DC3	Colada de lava	Porfírica	Intergranular	#			#	#	#		#	Xenolito félsico. Minerales opacos incluidos en el resto de los minerales
DC6	Dique cerca del tope del cerro	Porfírica	Pilotáxica	#			#	#	#		#	Algunos Ol con <i>kink bands</i> . Reemplazo parcial a total de Ol por iddingsita
DC8	Interior de dique	Porfírica	Intergranular + pilotáxica	#			#	#	#		#	Reemplazo parcial de Ol por iddingsita
C2	Lapillita sector superior del cerro	Porfírica	Hialopilitica + hialofítica	#			#	#	#	Vi	#	Vidrio rojo-amarillento (palagonita) + rojo oscuro (taquilita) + verde (¿sideromelano?)
C3	Aglomerado volcánico	Porfírica	Intersertal	#			#	#	#	Cr Vi	#	Reemplazo parcial de olivino por iddingsita
C6	Interior de colada de lava	Porfírica	Intergranular + subofítica	#		#	#	#	#	Fd	#	Agrupamientos de Cpx
LI2	Interior de brecha volcánica	Porfírica	Intergranular + subofítica	#		#	#	#	#	Fd	#	Reemplazo parcial de olivino por iddingsita. Algunos olivinos con ¿ <i>kink bands</i> ?
LI3	Zona masiva de brecha de conducto	Porfírica	Intersertal + hialopilitica	#	#	#	#	#	#	Cr	#	Reemplazo parcial a total de Ol por iddingsita. Xenolito félsico
LI4	Aglomerado sector superior del cerro	Porfírica	Hialopilitica + hialofítica	#		#	#	#	#	Cr	#	Reemplazo total de Ol por iddingsita
P2	Relleno de conducto tope del cerro	Porfírica	Intergranular	#		#	#	#	#		#	Reemplazo parcial (fenocristales) a total (pasta) de olivino por iddingsita
P8	Núcleo de dique	Porfírica	Intergranular	#		#	#	#	#	Fd Ap	#	Reemplazo parcial de Ol por iddingsita. Parches de CO ₃ ⁼
P9	Núcleo de bomba	Porfírica	Hialopilitica + pilotáxica	#			#	#	#	Vi	#	Vidrio: sideromelano + taquilita
AT3	Sector central de dique	Porfírica	Pilotáxica	#	#	#	#	#	#	Ap	#	Un olivino con <i>kink bands</i>
AT8	Bomba de aglomerado volcánico	Porfírica	Hialopilitica + intersertal	#			#	#	#	Vi	#	Vi: taquilita. Dos olivinos con <i>kink bands</i>
AT9	Sector interno de dique	Porfírica	Intergranular + pilotáxica	#	#	#	#	#	#	Ap Fd	#	Parches de CO ₃ ⁼ . Reemplazo total de los Ol de la pasta por iddingsita

Muestra	Unidad y lugar	Textura general	Textura de la pasta	Fenocristales			Pasta					Observaciones
				Ol	Pl	Cpx	Ol	Pl	Cpx	Otro	Op	
NL2	Dique en ladera sudeste	Porfírica	Intersertal + hialopilitica	#			#	#	#	Cr	#	Un cristal de olivino con <i>kink bands</i>
NL3	Aglomerado sector central del cerro	Porfírica	Hialofítica + hialopilitica	#				#	#	Vi	#	Vidrio rojo (taquilita). Ol con importante reemplazo de iddingsita. Xenocristal de cuarzo
NL13	Sector masivo de colada	Porfírica	Intergranular + subofítica	#	#		#	#	#	Ap Fd	#	Parches de CO ₃ ⁼ . Idd reemplazando totalmente a Ol de la pasta y sólo los márgenes de los fenocrist. de Ol
NA2	Núcleo de dique	Porfírica	Intergranular + subofítica	#		#	#	#	#	Ap Fd	#	Parches de CO ₃ ⁼ . Varios xenocristales Ol con <i>kink bands</i>
NA3	Aglomerado volcánico en contacto con dique	Porfírica	Hialofítica	#		#	#	#	#	Vi	#	Vidrio: taquilita. Reemplazo casi total de Ol por iddingsita
NA9	Colada sector norte del cerro	Porfírica	Intergranular	#			#	#	#	Ap Fd	#	Parches de CO ₃ ⁼ . Idd reemplazando totalmente a Ol de la pasta y sólo los márgenes de fenocristales de Ol
DA1	Sector masivo de colada	Porfírica + glomeroporfírica	Pilotáxica	#		#	#	#	#	Ap	#	Iddingsita reemplazando totalmente a los Ol de la pasta y sólo los márgenes de fenocristales de Ol
DA4	Aglomerado volcánico	Porfírica	Hialofítica + hialopilitica	#		#	#	#	#	Vi	#	Vidrio rojizo (taquilita)
DB6	Sector masivo de dique	Porfírica	Intergranular + pilotáxica	#			#	#	#	Ap	#	Parches de CO ₃ ⁼ . Varios olivinos (xenocristales) con <i>kink bands</i>
HU3	Aglomerado sector central del cráter	Porfírica	Hialofítica	#	#		#	#	#	Vi	#	Vidrio rojizo (taquilita). Olivinos con más del 50% de reemplazo por iddingsita
HU6	Sector interno de colada	Porfírica + pilotáxica	Intergranular	#	#		#	#	#	Ap Fd	#	Xenolito félsico. Varios xenocristales de Ol con <i>kink bands</i>
HU10	Colada margen sur del cerro	Porfírica + glomeroporfírica	Intergranular + subofítica	#	#		#	#	#	Ap	#	
HU24	Colada interior del cráter	Porfírica	Pilotáxica + subofítica	#			#	#	#	Fd	#	Ol con iddingsita. Minerales opacos equidimensionales y aciculares. Xenolito ultramáfico
EC2	Sector interno de colada	Porfírica	Intergranular	#	#		#	#	#	Ap	#	
AG2	Aglomerado volcánico zona central del cerro	Porfírica	Hialofítica	#	#	#	#	#		Vi	#	Vidrio: taquilita. Idd. reemplazando totalmente a Ol de la pasta y sólo los márgenes de fenocristales de Ol
AG3	Aglomerado volcánico ladera este del cerro	Porfírica	Hialofítica	#	#					Vi		Pasta mayormente vítrea (palagonita + sideromelano). Olivinos reemplazados por ¿zeolitas?
AG8	Sector interno de colada	Porfírica	Intergranular	#	#		#	#	#	Ap	#	Plagioclasa 48,7An. Iddingsita en márgenes y <i>parting</i> de Ol
PO1	Aglomerado volcánico ladera este	Porfírica + glomeroporfírica	Intersertal	#	#	#		#			#	Iddingsita en <i>parting</i> de olivinos. Fracturas en plagioclasas. Un xenolito félsico.
PO3	Aglomerado volcánico masivo (<i>spatter</i>)	Porfírica + glomeroporfírica	Intergranular	#	#	#	#	#	#		#	Iddingsita en <i>parting</i> y márgenes de olivinos.
PO7	Aglomerado volcánico con matriz lapillítica	Porfírica + glomeroporfírica	Vítrea a criptocristalina	#	#	#				Vi		Vidrio rojizo oscuro (taquilita). Ol con reemplazo seudomórfico de iddingsita

Muestra	Unidad y lugar	Textura general	Textura de la pasta	Fenocristales			Pasta					Observaciones
				Ol	Pl	Cpx	Ol	Pl	Cpx	Otro	Op	
Ri4	Colada de lava	Porfírica + glomeroporfírica	Intergranular + pilotáxica	#	#	#	#	#	#		#	Un xenocrystal de feldespatos?. Un sector más vesicular con menor desarrollo de los cristales de la pasta
Ri6	Brecha volcánica	Porfírica + glomeroporfírica	Intergranular	#	#	#	#	#	#		#	Ol con reemplazo parcial de iddingsita. bordes de Pl y Cpx reabsorbidos por la pasta. Un xenolito félsico.
Ri7	Aglomerado volcánico	Porfírica + glomeroporfírica	Hialofítica	#	#	#	#	#	#	Vi	#	Vidrio (taquilita). Ol esqueléticos y reemplazados Idd. Varios xenolitos félsicos
Y4	Aglomerado volcánico	Porfírica + glomeroporfírica	Hialofítica	#	#	#	#	#	#	Cr	#	Reemplazo parcial a total de olivinos por iddingsita. Bordes de Pl y Cpx reabsorbidos por la pasta
Y8	Lapillita	Glomeroporfírica + porfírica	Hialofítica	#	#			#		Cr	#	Dos olivinos con <i>kink bands</i> (¿xenocristales?).
Y9	Colada de lava	Porfírica + glomeroporfírica		#	#							Un xenocrystal de cuarzo.
B2	Aglomerado masivo	Porfírica + glomeroporfírica	Intergranular	#	#	#?	#	#	#	Ap	#	Iddingsita en márgenes y <i>parting</i> de Ol. Varios xenocristales de cuarzo
B7	Aglomerado volcánico	Porfírica + glomeroporfírica	Hialofítica	#	#		#	#	#	Vi	#	Pl: 46,9An. Vidrio (taquilita + sideromelano). Varios xenolitos félsicos. Reemplazo parcial de Ol por Idd
B8	Aglomerado volcánico	Porfírica + glomeroporfírica	Hialofítica + hialopilitica	#	#		#	#	#	Vi	#	Pl: 43An. Vidrio (taquilita + palagonita). Varios xenolitos félsicos. Reemplazo parcial de Ol por Idd
B9	Interior de colada, ladera este del cerro	Porfírica + glomeroporfírica	Intergranular + subofítica	#	#		#	#	#	Ap	#	Pl: 42,3An. Varios xenolitos félsicos. Reemplazo parcial de Ol por iddingsita
B10	Aglomerado volcánico	Porfírica + glomeroporfírica	Hialofítica	#	#	#	#	#	#	Vi Ap	#	Un xenolito félsico. Idd reemplazando totalmente a Ol de la pasta y márgenes de los fenocristales de olivino
MO6	Dique	Porfírica + glomeroporfírica	Intersertal + subofítica	#	#	#	#	#	#		#	Minerales opacos equidimensionales muy abundantes en la pasta
MO11	Matriz vesicular de aglomerado	Porfírica + glomeroporfírica	Intersertal	#	#	#	#	#	#	Vi	#	Vidrio rojizo (taquilita). Iddingsita en olivinos
MO14	Colada de lava	Porfírica + glomeroporfírica	Intergranular + pilotáxica	#	#	#	#	#	#	Ap	#	Varias plagioclasas con núcleos cribados y con “inclusiones de fundido” color verde
MO19	Lapillita	Porfírica + glomeroporfírica	Hialofítica	#	#	#?		#		Vi	#	Vidrio rojo oscuro (taquilita) y rojo “caramelo” (¿palagonita?)

APÉNDICE 2

Análisis químicos de las rocas volcánicas.

Referencias de las tablas:

Zona (de estudio): N norte, C-N centro-norte, C centro, S sur.

Todos los análisis obtenidos por XRF excepto los indicados con *, los que se hicieron por ICP-MS, (ver capítulo de Metodología).

$FeO_{tot} = Fe_2O_3_{total} \times 0,85$.

$Parámetro\ mg = (MgO/40,32)/(MgO/40,32 + FeO_{tot}/71,85)$

$I.D. = Q + Or + Ab + Ne + Ks + Lc$ (Thornton y Tuttle 1960, en Ragland 1989)

Localidad	El Oscuro	Negro 3	Negro 2	Morado 2	Chato segundo	Chato
Zona	N	N	N	N	N	N
Muestra	OS9	NO7	NL13	M4	CS2	CH7
SiO₂	47.39	45.52	47.80	48.51	45.25	47.42
TiO₂	1.54	1.66	1.50	1.23	1.38	1.77
Al₂O₃	14.84	13.81	15.28	15.39	15.23	16.38
Fe₂O₃tot	11.21	11.27	10.42	10.02	11.31	10.88
MnO	0.16	0.17	0.15	0.15	0.18	0.16
MgO	10.02	12.19	8.83	10.49	10.08	6.31
CaO	9.22	9.86	10.58	9.24	11.00	10.72
Na₂O	3.80	3.04	3.32	3.15	3.49	4.19
K₂O	1.29	1.43	1.60	1.41	1.60	1.56
P₂O₅	0.54	1.05	0.52	0.41	0.47	0.60
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
FeOcalc	10.1	10.1	9.4	9.0	10.2	9.8
mg(FeO)	0.64	0.68	0.63	0.68	0.64	0.53
Trazas	OS9	NO7	NL13	M4	CS2	CH7
Nb	14	24	12	8	9	13
Zr	151	170	146	146	146	154
Y	24	26	25	23	25	25
Sr	791	869	862	783	856	824
Rb	51	41	38	35	34	32
Norma CIPW						
Or	7.61	8.44	9.44	8.32	9.44	9.21
Ab	16.71	11.23	14.25	19.36	3.51	11.23
An	19.62	19.81	22.06	23.68	21.16	21.28
Lc	-	-	-	-	-	-
Ne	8.35	7.84	7.49	3.94	14.09	11.60
Di	18.540	18.180	22.210	15.910	24.910	23.270
Ol	25.05	29.00	20.55	25.55	23.24	15.91
Il	2.93	3.16	2.85	2.34	2.63	3.37
Ap	1.18	2.29	1.14	0.90	1.03	1.31
ID	32.670	27.510	31.180	31.620	27.040	32.040

Localidad Zona Muestra	Del Chivo N DC8	Los Corrales N C6	Lindero N Li2	El Peludo N P9	De la Laguna N LA19	Negro 1 N NA2
SiO ₂	47.59	47.46	48.66	45.44	42.68	42.27
TiO ₂	1.31	1.36	1.39	1.61	2.27	1.47
Al ₂ O ₃	16.25	15.84	15.40	15.09	14.75	14.19
Fe ₂ O ₃ tot	10.28	10.24	9.97	11.19	12.06	12.67
MnO	0.16	0.16	0.15	0.18	0.20	0.20
MgO	8.72	9.42	9.01	8.29	9.99	11.68
CaO	10.82	10.04	10.39	11.52	11.19	11.46
Na ₂ O	3.01	3.52	3.07	4.19	4.36	3.96
K ₂ O	1.38	1.52	1.49	1.86	1.02	1.64
P ₂ O ₅	0.47	0.46	0.48	0.62	1.48	0.46
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
FeOcalc	9.3	9.2	9.0	10.1	10.8	11.4
mg(FeO)	0.63	0.65	0.64	0.59	0.62	0.65
Trazas	DC8	C6	LI2	P9	LA19	NA2
Nb	11	10	12	20	61	8
Zr	155	154	146	184	292	146
Y	25	25	22	25	36	26
Sr	873	845	861	954	1039	898
Rb	25	34	32	35	18	34
Norma CIPW						
Or	8.15	8.97	8.80	10.98	6.02	
Ab	14.90	13.82	18.19	1.87	4.01	
An	26.74	22.93	23.83	16.87	17.66	16.10
Lc						7.59
Ne	5.71	8.64	4.21	18.18	17.80	18.14
Di	19.620	19.580	20.160	29.900	23.200	22.250
Ol	21.34	22.49	21.13	17.75	23.65	28.85
Il	2.49	2.59	2.64	3.06	4.32	2.80
Ap	1.03	1.00	1.05	1.35	3.23	1.00
ID	28.760	31.430	31.200	31.030	27.830	25.730

Localidad	A. de Torres	De Díaz 1	De Díaz 2	J. del Moro	Puntudo	Amarillo
Zona	N	N	N	N	N	N
Muestra	AT9	DA1	DB6	JM4	PU7	AM7
SiO ₂	46.36	46.24	47.43	51.69	49.26	48.22
TiO ₂	1.77	1.60	1.69	1.40	1.34	1.54
Al ₂ O ₃	16.07	15.17	14.28	18.02	17.19	17.38
Fe ₂ O ₃ tot	10.72	10.57	10.82	8.58	9.71	9.85
MnO	0.16	0.16	0.15	0.11	0.12	0.12
MgO	6.83	9.23	10.23	4.98	8.08	7.12
CaO	10.98	11.16	10.17	9.12	8.86	8.74
Na ₂ O	4.31	3.64	3.26	4.30	4.50	4.74
K ₂ O	2.13	1.54	1.45	1.33	0.37	1.58
P ₂ O ₅	0.67	0.70	0.51	0.47	0.57	0.72
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01
FeOcalc	9.6	9.5	9.7	7.7	8.7	8.9
mg(FeO)	0.56	0.63	0.65	0.53	0.62	0.59
Trazas	AT9	DA1	DB6	JM4	PU7	AM7
Ni				29	71	73
Cr				145	263	257
Ce				33	39	55
Nd				19	22	26
V				203	194	217
Ba				630	576	599
La				13.0	20.0	22.0
Nb	19	21	24	15	15	17
Zr	172	173	176	117	182	183
Y	27	25	22	19	19	21
Sr	837	889	859	1047	1060	969
Rb	45	32	30	32	14	63
Pb				43	31	55
Zn				70	81	81
Cu				55	66	58
Sc				30	28	27
Norma CIPW						
Or	12.57	9.09	8.56	7.85	2.18	9.33
Ab	5.88	8.43	14.33	32.70	29.89	20.18
An	18.21	20.50	20.04	25.93	25.61	21.48
Lc	-	-	-	-	-	-
Ne	16.56	12.11	7.17	1.97	4.42	10.78
Di	26.430	24.870	22.170	13.500	12.030	14.200
Ol	15.48	20.41	23.39	14.30	22.04	19.49
Il	3.37	3.04	3.22	2.66	2.55	2.93
Ap	1.46	1.53	1.11	1.03	1.24	1.57
ID	35.010	29.630	30.060	42.520	36.490	40.290

Localidad	La Negra	El Tordillo	El Penepe	El Cenizo	El Cenizo	El Cenizo
Zona	N	N	C-N	C-N	C-N	C-N
Muestra	NE6	TO7	PE6	PE6B	CE9	CE15
SiO₂	48.32	49.23	48.89	48.09	49.80	48.80
TiO₂	1.18	1.47	2.04	2.26	1.96	2.09
Al₂O₃	17.90	16.52	17.38	15.80	15.13	17.12
Fe₂O₃tot	9.21	9.91	11.45	12.86	12.66	12.20
MnO	0.12	0.12	0.12	0.16	0.14	0.13
MgO	9.14	8.70	4.43	4.94	5.82	4.37
CaO	8.84	8.44	9.43	10.26	9.92	9.32
Na₂O	4.06	4.39	4.54	4.01	3.60	4.25
K₂O	0.57	0.55	1.05	1.25	0.80	0.97
P₂O₅	0.65	0.66	0.68	0.37	0.16	0.76
Total	99.99	99.99	100.01	100.00	100.00	100.01
FeOcalc	8.3	8.9	10.3	11.6	11.4	11.0
mg(FeO)	0.66	0.63	0.43	0.43	0.48	0.41
Trazas	NE6	TO7	PE6	PE6B	CE9	CE15
Ni	85	84	16			21
Cr	279	311	90			114
Ce	61	55	45			54
Nd	28	27	23			27
V	189	189	224			227
Ba	623	672	410			364
La	27.0	23.0	16.0			18.0
Nb	12	17	26	22	10	25
Zr	115	132	210	177	110	209
Y	21	21	19	20	15	21
Sr	1102	1143	842	688	460	790
Rb	18	45	13	16	9	13
Pb	40	47	34			22
Zn	73	80	89			92
Cu	68	73	56			75
Sc	28	25	25			25
Norma CIPW						
Or	3.36	3.25	6.20	7.38	4.72	5.73
Ab	26.29	30.03	27.05	20.18	27.84	28.75
An	28.93	23.74	23.94	21.42	22.76	24.77
Lc						
Ne	4.35	3.84	6.14	7.43	1.40	3.89
Di	8.750	11.350	15.510	22.790	21.280	13.950
Ol	24.60	23.51	15.75	15.68	17.93	17.22
Il	2.24	2.80	3.88	4.30	3.73	3.98
Ap	1.42	1.44	1.48	0.81	0.35	1.66
ID	34.000	37.120	39.390	34.990	33.960	38.370

Localidad Zona Muestra	El Gato C-N GA8	La Parva C-N PA10	Los Carrizales C CA4	Morado 1 C M100	Tapa C TA6	Del Nido C N29*
SiO ₂	48.32	49.87	49.88	49.11	49.39	49.96
TiO ₂	1.62	2.08	1.89	1.92	2.14	1.75
Al ₂ O ₃	17.41	17.60	17.44	17.72	17.62	15.70
Fe ₂ O ₃ tot	12.33	10.21	11.05	10.52	10.64	11.67
MnO	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.15
MgO	5.72	4.22	4.44	5.48	5.72	7.15
CaO	9.42	9.53	8.34	8.63	8.62	8.13
Na ₂ O	4.01	4.42	5.11	4.72	4.25	3.72
K ₂ O	0.55	1.24	1.08	1.10	1.03	1.46
P ₂ O ₅	0.49	0.70	0.65	0.68	0.49	0.30
Total	100.00	99.99	100.00	100.00	100.02	100.00
FeOcalc	11.1	9.2	9.9	9.5	9.6	10.5
mg(Fe ²⁺)	0.48	0.45	0.44	0.51	0.52	0.55
Trazas	GA8	PA10	CA4	M100	TA6	N29*
Ni	64	20	14	31	39	144
Cr	252	116	101	150	143	289
Ce	26	42	36	43	25	34
Nd	13	21	23	26	17	18
V	159	174	159	161	159	212
Ba	320	320	432	413	353	477
La	9.0	16.0	19.0	15.0	9.0	17.4
Nb	17	27	20	27	29	31
Zr	160	169	217	206	139	183
Y	15	22	25	22	16	18
Sr	638	815	528	641	692	573
Rb	9	11	17	15	9	25
Pb	28	43	36	23	<10	nd
Zn	92	94	96	93	87	69
Cu	78	53	52	44	71	
Sc	24	23	25	25	23	19
Yb						1.6
Th						3.02
Sm						4.32
Ta						1.82
Norma CIPW						
Or	3.25	7.32	6.38	6.49	6.08	8.62
Ab	27.21	29.22	31.05	28.21	29.76	27.86
An	27.87	24.52	21.46	23.91	25.95	21.82
Lc	-	-	-	-	-	-
Ne	3.62	4.41	6.58	6.34	3.34	1.94
Di	13.130	15.280	13.200	12.070	11.330	13.730
Ol	20.73	13.68	16.27	17.79	18.38	22.02
Il	3.08	3.96	3.60	3.65	4.07	3.33
Ap	1.07	1.53	1.42	1.48	1.07	0.66
ID	34.080	40.950	44.010	41.040	39.180	38.420

Localidad Zona Muestra	Ñire Co C Ñ4	Escorial C A46*	Agua Poca C AP61*	Huanul S HU6	El Pozo S PO3	El Águila S AG8
SiO ₂	49.93	49.75	49.30	45.05	48.66	47.25
TiO ₂	1.91	1.94	1.86	1.86	1.94	1.88
Al ₂ O ₃	18.15	17.18	15.19	14.64	16.71	15.35
Fe ₂ O ₃ tot	9.94	10.57	12.10	12.80	11.16	11.99
MnO	0.12	0.15	0.15	0.17	0.14	0.15
MgO	4.46	5.12	7.82	9.68	5.70	8.94
CaO	8.55	9.51	8.00	9.32	9.66	9.30
Na ₂ O	4.98	3.90	3.71	4.15	4.11	3.41
K ₂ O	1.25	1.45	1.50	1.81	1.46	1.35
P ₂ O ₅	0.70	0.42	0.38	0.52	0.44	0.37
Total	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
FeOcalc	8.9	9.5	10.9	11.5	10.0	10.8
mg(FeO)	0.47	0.49	0.56	0.60	0.50	0.60
Trazas	Ñ4	A46*	AP61*	HU6	PO3	AG8
Ni	15	42	205			
Cr	87	67	255			
Ce	47	42	37			
Nd	25	22	19			
V	184	208	170			
Ba	450	432	447			
La	19.0	21.1	19.0			
Nb	25	31	38	28	17	15
Zr	164	151	172	164	171	151
Y	24	21.2	17.7	26	26	23
Sr	737	708	630	578	617	550
Rb	25	28	28	29	27	25
Pb	42	nd	nd			
Zn	87	75	92			
Cu	58					
Sc	25	20	17			
Yb		1.8	1.5			
Th		2.79	2.87			
Sm		5.49	4.47			
Ta		1.61	2.16			
Norma CIPW						
Or	7.38	8.56	8.85	10.68	8.64	7.97
Ab	30.30	26.13	25.91	5.56	21.39	17.13
An	23.47	25.08	20.36	15.97	22.84	22.58
Lc						
Ne	6.39	3.70	2.95	16.00	7.23	6.34
Di	12.050	16.170	13.960	22.160	18.530	17.420
Ol	15.16	15.71	23.60	24.95	16.69	24.16
Il	3.63	3.69	3.54	3.54	3.70	3.58
Ap	1.53	0.92	0.83	1.14	0.96	0.81
ID	44.070	38.390	37.710	32.240	37.260	31.440

Localidad Zona Muestra	Rial S RI4	La Yegua S Y9	La Blanca S B9	Morado 3 S MO14
SiO ₂	49.25	50.14	46.61	49.31
TiO ₂	1.86	1.86	2.17	2.18
Al ₂ O ₃	15.60	16.41	15.88	16.83
Fe ₂ O ₃ tot	10.62	11.20	12.70	11.49
MnO	0.13	0.13	0.16	0.14
MgO	8.00	4.68	5.78	4.93
CaO	8.45	10.37	10.81	9.72
Na ₂ O	3.74	3.79	4.30	3.78
K ₂ O	1.77	1.09	1.21	1.19
P ₂ O ₅	0.58	0.32	0.38	0.43
Total	100.00	100.00	100.00	100.00
FeOcalc	9.6	10.1	11.4	10.3
mg(FeOtot)	0.60	0.45	0.47	0.46
Trazas	RI4	Y9	B9	MO14
Nb	28	14	16	19
Zr	200	136	137	147
Y	25	24	27	27
Sr	658	586	508	556
Rb	36	15	17	20
Norma CIPW				
Or	10.45	6.43	7.14	7.02
Ab	23.79	27.20	13.11	26.75
An	20.55	24.54	20.45	25.43
Lc	-	-	-	-
Ne	4.24	2.62	12.59	2.82
Di	14.500	20.840	25.710	16.760
Ol	21.64	14.10	16.03	16.10
Il	3.54	3.54	4.13	4.15
Ap	1.27	0.70	0.83	0.94
ID	38.480	36.250	32.840	36.590

APÉNDICE 3

Resumen de las descripciones petrográficas de los xenolitos ultramáficos.

Referencias de las tablas:

RT (ICP-MS): análisis de roca total por el método ICP-MS (ver capítulo de Metodología).

RT (XRF): análisis de roca total por el método fluorescencia de rayos x (ver capítulo de Metodología).

Lh: lherzolita

Protogr a Porfir: protogranulas a porfiroclástica.

Porf a Equigran: porfiroclástica a equigranular.

Ol: olivino.

Opx: ortopiroxeno.

Cpx: clinopiroxeno.

Sp: espinela.

Plag: plagioclasa.

*recalculado al 100 % de ol+opx+cpx para clasificarlo (según la IUGS).

Muestra	Análisis	Clasif. IUGS	Textura	OI (%)	Opx (%)	Cpx (%)	Sp (%)	Otro comp. (%)	Observaciones
AP15A		Lh espinelífera	Protogr a Porfir	72,25	11,95	13,70	2,10		2 tamaños de todos los minerales
AP15B		Lh espinelífera	Protogr a Porfir	84,00	13,00	2,00	1,00		
AP15D		Lh espinelífera	Porfiroclástica	58,45	26,95	11,10	3,50		
AP15E		Lh espinelífera	Porfiroclástica	61,60	24,75	11,55	2,10		
AP15G		Lh espinelífera	Porf a Equigr	52,15	41,20	5,40	1,25		
AP34A	RT (ICP-MS)	Harzburgita espinelífera	Protogr a Porfir	66,59	24,98	4,48	3,94		
AP34B		Lh espinelífera	Protogr a Porfir	76,18	13,83	7,64	2,35		reacción c/basalto
AP34C		Lh espinelífera	Protogr a Porfir	62,52	26,40	6,80	4,28		
AP75	RT (XRF)								
AP78-1		Piroxenita plagioclasífera		0,00	27,45	61,40	7,85	Plag 3,30	muy foliada
AP78-2		Piroxenita plagioclasífera		0,00	33,35	55,90	10,00	Plag 0,75	muy foliada
AP79		Lh espinelífera	Porfiroclástica	68,10	15,50	14,70	1,70		foliada
AP80	RT (XRF)	Lh espinelífera	Porfiroclástica	73,40	17,40	8,00	1,20		sp foliada (holly leaf)
AP85		Lh espinelífera	Porfiroclástica	54,85	26,42	17,44	1,29		reacción c/basalto
AP87		Lh espinelífera	Porfiroclástica	58,80	20,30	18,80	2,10		foliada (sp h. Leaf)
AP88		Lh espinelífera	Porfiroclástica	47,70	28,60	14,55	4,50	Reacción 4,65	reacción c/basalto
AP89		Lh espinelífera	Porfiroclástica	47,45	25,55	22,45	4,55		
AP91B	RT (XRF)	Lh espinelífera	Porf a Equigr	57,60	19,65	18,00	4,75		
AP91C		Lh espinelífera	Porf a Equigr	58,75	23,55	14,30	3,40		

Agua Poca De la Laguna

Muestra	Clasif. IUGS	Textura	OI (%)	Opx (%)	Cpx (%)	Sp (%)	Reacc. (%)	Total (%)	OI* (%)	Opx* (%)	Cpx* (%)	Total (%)	Observaciones
LA1A	Lh espinelífera	Porf a Equigr	51,5	7,0	17,3	1,2	23*	100	67,8	9,3	22,9	100	* incluidos 4,6 % de plagioclasa
LA1B	Wehrlita espinelífera	Porfiroclástica	69,4	2,2	8,0	3,0	17,4	100	87,2	2,8	10,0	100	fisuras rellenas c/ox Fe atraviesan al xenol
LA1C	Wehrlita espinelífera	Porfiroclástica	55,4	3,7	29,6	2,0	9,3	100	62,4	4,2	33,4	100	
LA15	Lh espinelífera	Porf a Equigr	35,0	14,9	32,3	3,0	14,8	100	42,6	18,1	39,3	100	
LA16	Lh espinelífera	Porf a Equigr	49,5	38,9	8,5	1,8	1,3	100	51,1	40,1	8,8	100	
LA17	Wehrlita espinelífera	Porfiroclástica	68,3	-	15,3	2,1	14,3	100	81,7	-	18,3	100	
LA18	Lh espinélica	Porfiroclástica	64,0	20,8	6,0	5,3	3,9	100	70,5	22,9	6,6	100	
LA20	Lh espinelífera	Porf a Equigr	57,1	6,3	13,0	3,8	19,8	100	74,7	8,3	17,0	100	
LA21	Lh espinelífera	Porf a Equigr	62,4	8,3	11,8	1,7	15,8	100	75,6	10,0	14,4	100	reacc. en márg. del xeno c/ bas, lenguas de bas de 1,15mm de ancho y 2,85mm de largo entran en xeno
LA22	Lh espinelífera	Porfiroclástica	52,7	7,4	14,0	2,8	23,1	100	71,1	10,0	18,9	100	en contacto ol-bas venillas de ox de Fe + relleno de Q? o yeso? secundario?
LA23	Dunita	Porfiroclástica	79,4	-	3,8	2,4	14,4	100	95,4	-	4,6	100	Z. de recristaliz: peq' cristales ¿neoform? + pl? intersticial
LA24	Wehrlita espinelífera	Porfiroclástica	66,3	3,0	13,3	2,8	14,6	100	80,3	3,6	16,1	100	ox de Fe en contacto con bas. + 1 fisura (x lo -) atraviesa todo el xeno y produce recristaliz.
LA25	Lh espinelífera	Porfiroclástica	45,1	15,6	16,2	3,9	19,2	100	58,6	20,3	21,1	100	en contacto xeno-bas material rojizo, todo el contacto con reabsorción del basalto
LA26	Lh espinelífera	Porf a Equigr	81,0	6,1	5,7	2,0	5,2	100	87,3	6,5	6,2	100	
LA29	Lh espinelífera	Porfiroclástica	58,9	5,0	11,6	3,7	20,8	100	78,0	6,6	15,4	100	todo el contacto xen-bas con reacción (reabs del xeno x el basalto)

Huanul

Muestra	Clasif. IUGS	Textura	OI (%)	Opx (%)	Cpx (%)	Sp (%)	Reacc. (%)	Total (%)	OI* (%)	Opx* (%)	Cpx* (%)	Total (%)	Observaciones	Tamaño máx mm
HU2	Lh espinelífera	Porf a Equigr	62,45	20,02	14,47	3,06	0	100	64,42	20,66	14,92	100		31x18
HU7	Websterita olivínica espinélica	Porf a Equigr	20,88	19,98	52,13	7,01	0	100	22,45	21,49	56,06	100		18x10
HU11	Lh espinelífera	Porfiroclástica	68,21	13,79	10,48	4,45	3,08	100	73,76	14,91	11,34	100		32x17
HU12	Lh espinelífera	Porfiroclástica	56,10	12,91	21,93	3,48	5,58	100	61,69	14,20	24,11	100		30x17
HU13	Lh espinelífera	Equigran	61,39	9,98	17,10	2,09	9,45	100	69,39	11,28	19,33	100		25x18
HU14	Lh espinelífera	Equigran?	67,23	19,77	7,93	2,37	2,70	100	70,82	20,82	8,36	100		40x20
HU15	Lh espinelífera	Porf a Equigr	84,49	5,27	7,06	2,09	1,09	100	87,27	5,44	7,29	100		13x11
HU16	Harzburgita espinelífera	Porfiroclástica	75,79	14,47	3,94	1,62	4,18	100	80,48	15,37	4,18	100		22x21
HU17	Lh espinelífera	Porfiroclástica	66,04	22,13	9,20	2,63	0	100	67,82	22,73	9,45	100		31x14
HU18A	Lh espinelífera	Porfiroclástica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	corte muy cerca del basalto mucha reacción	36x13
HU19	Lh espinelífera	Porf a Equigr	50,55	32,77	12,47	2,73	1,48	100	52,77	34,21	13,02	100		20x12
HU20A	Lh espinelífera	Porf a Equigr	52,17	20,47	16,02	4,28	7,06	100	58,84	23,09	18,07	100		33x16
HU20B	Lh espinelífera	Porfiroclástica	63,41	14,56	17,37	2,04	2,62	100	66,50	15,28	18,22	100		34x16
HU21A	Lh espinelífera	Porfiroclástica	55,96	23,84	13,14	2,93	4,12	100	60,21	25,65	14,14	100	Incipiente foliación	40x23
HU21B	Lh espinelífera	Porfiroclástica	52,65	33,00	6,98	2,60	4,77	100	56,84	35,62	7,54	100		22x11
HU22	Lh espinelífera		46,70	29,21	15,74	3,95	4,40	100	50,95	31,87	17,17	100		18x12
HU23	Lh espinelífera	Porfiroclástica	83,47	5,49	6,13	0,38	4,53	100	87,79	5,77	6,44	100		24x10
HU24	Lh espinelífera												mucha reacción con basanita con pl como producto de reacción	

APÉNDICE 4

Análisis químicos de los xenolitos ultramáficos (roca total y fases minerales).

Referencias de las tablas:

Se analizaron sólo xenolitos de Agua Poca por roca total (página 168), esto se debió al reducido tamaño de los xenolitos de Huanul y De la Laguna.

Los análisis de las fases minerales de xenolitos de Agua Poca y Huanul, fueron obtenidos con microsonda electrónica (ver capítulo de Metodología)

$\text{FeO}(\text{calc}) = \text{Fe}_2\text{O}_3(\text{tot}) \times 0,85$.

$\text{Parámetro mg} = (\text{MgO}/40,32)/(\text{MgO}/40,32 + \text{FeO}_{\text{tot}}/71,85)$

AGUA POCA (roca total)

Muestra	AP75	AP19*	AP34A*	AP80*	AP91B*
Elementos mayoritarios					
SiO ₂	44,19	43,62	44,01	42,89	43,73
TiO ₂	0,16	0,07	0,09	0,09	0,14
Al ₂ O ₃	3,81	2,53	2,69	2,79	3,57
Fe ₂ O ₃ (tot)	9,31	9,39	8,83	7,63	9,07
MnO	0,13	0,13	0,12	0,13	0,13
MgO	37,96	43,04	42,58	43,52	40,64
CaO	4,06	1,97	2,34	2,1	3,17
Na ₂ O	0,30	0,19	0,19	0,17	0,18
K ₂ O	0,03	nd	nd	nd	0,02
P ₂ O ₅	0,04	nd	nd	nd	0,02
LOI	0	-0,59	-0,47	-0,4	-0,26
Total	100,00	100,35	100,38	98,93	100,41
FeO(calc)	7,91	7,91	7,44	6,53	7,66
mg	0,90	0,91	0,91	0,92	0,90
Elementos traza					
Rb	1,7	0,7	0,6	nd	nd
Ba		7,1	1,2	2	4
Th		0,08	0,07	0,09	nd
U		nd	nd	nd	nd
Nb		3,6	3,7	nd	nd
Ta		0,01	0,03	nd	nd
La		0,18	0,1	0,06	0,18
Ce		0,51	0,32	0,24	0,81
Pb		nd	5	5	nd
Pr		0,072	0,057	0,05	0,15
Sr	9,5	7,8	4,47	3	8
Nd		0,45	0,38	0,41	0,92
Hf		0,3	0,3	0,1	0,2
Zr	5,2	7,5	7,2	12	15
Sm		0,17	0,17	0,18	0,37
Eu		0,057	0,059	0,083	0,143
Gd		0,23	0,27	0,29	0,53
Ti		420	540	546	809
Tb		0,05	0,06	0,06	0,1
Dy		0,3	0,35	0,42	0,67
Y	4,9	2,0	2,0	2,7	4
Ho		0,07	0,08	0,1	0,15
Er		0,23	0,28	0,3	0,44
Tm		0,031	0,041	0,047	0,066
Yb		0,23	0,28	0,32	0,43
Lu		0,038	0,049	0,048	0,065
Sc		10	12	12	16
V		61	66	46	65
Cr		2740	2352	2600	2320
Co		109,1	108,5	88	39
Zn		39	43	41	nd
Ni		2058	2003	1500	716
Be		nd	nd	nd	nd

AGUA POCA (fases minerales)**Olivino**

Nº cristal	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Muestra	AP80-2	AP80-2	AP91b1	AP91b1	AP34A	AP34B	AP15A1	AP15A1	AP91C1
SiO ₂	40,22	40,20	40,05	40,54	41,13	40,84	40,31	40,55	41,30
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,01	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02
FeO	9,43	9,92	10,12	10,89	10,07	10,56	10,23	10,22	10,05
FeOtot	9,43	9,92	10,12	10,89	10,07	10,56	10,23	10,22	10,05
MnO	0,11	0,15	0,15	0,14	0,16	0,15	0,15	0,07	0,13
MgO	50,01	49,94	50,21	48,02	48,10	47,99	48,97	48,72	48,06
CaO	0,07	0,07	0,07	0,11	0,06	0,06	0,05	0,04	0,06
Na ₂ O	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,04	0,01	0,02	0,03	0,04	0,00	0,00
NiO	0,32	0,37	0,34	0,39	0,41	0,37	0,36	0,36	0,37
Total	100,20	100,72	100,99	100,13	99,96	99,98	100,15	100,00	100,00

Olivino (continuación)

Nº cristal	X	XI	XII	XIII	XIV	XV
Muestra	AP91C1	AP88-2	AP88-2	AP75-4	AP15D3	AP15D3
SiO ₂	41,22	41,05	40,92	41,95	40,71	41,02
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
FeO	10,27	10,12	10,19	8,47	9,98	9,89
FeOtot	10,27	10,12	10,19	8,47	9,98	9,89
MnO	0,14	0,14	0,14	0,11	0,12	0,15
MgO	47,84	48,20	48,66	49,03	48,67	48,43
CaO	0,06	0,07	0,07	0,03	0,07	0,08
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02
NiO	0,41	0,39	0,38	0,35	0,41	0,40
Total	100,00	100,00	100,42	100,00	100,00	100,00

Ortopiroxeno

N° cristal	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Muestra	AP80-2	AP80-2	AP91b1	AP91b1	AP34A	AP34B	AP78-2	AP78-2
SiO ₂	55,04	54,70	54,95	54,42	55,17	55,48	53,84	53,38
TiO ₂	0,13	0,13	0,14	0,13	0,11	0,12	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	4,33	4,39	4,40	4,43	4,10	4,20	5,77	6,74
Fe ₂ O ₃	0,56	1,61	0,48	1,44	0,59	0,00	0,75	0,46
FeO	5,56	4,56	6,14	5,78	5,70	0,00	7,55	7,69
FeOtot	6,07	6,01	6,57	7,08	6,23	0,00	8,22	8,10
MnO	0,14	0,14	0,14	0,16	0,15	0,20	0,17	0,19
MgO	32,93	33,25	32,89	32,82	33,17	31,99	31,39	30,80
CaO	0,87	0,83	0,63	0,52	0,46	0,54	0,41	0,55
Na ₂ O	0,09	0,11	0,02	0,02	0,11	0,11	0,04	0,08
Cr ₂ O ₃	0,36	0,28	0,21	0,28	0,44	0,29	0,04	0,09
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	92,93	100,00	100,00

Ortopiroxeno (continuación)

N° cristal	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI
Muestra	AP78-2	AP78-2	AP78-2	AP78-2	AP15A1	AP91C1	AP91C1	AP88-2
SiO ₂	53,23	53,71	54,16	54,10	54,92	55,07	55,36	54,98
TiO ₂	0,02	0,03	0,04	0,03	0,14	0,11	0,10	0,09
Al ₂ O ₃	5,99	5,84	5,04	5,21	4,28	4,02	3,69	4,30
Fe ₂ O ₃	2,29	1,12	0,66	0,72	0,41	1,20	0,93	0,68
FeO	5,41	6,61	7,35	7,14	6,68	5,00	5,30	5,75
FeOtot	7,47	7,62	7,95	7,79	7,05	6,08	6,14	6,37
MnO	0,13	0,14	0,13	0,15	0,15	0,14	0,17	0,14
MgO	31,98	31,62	31,26	31,57	32,48	33,44	33,44	32,98
CaO	0,74	0,70	0,99	0,72	0,59	0,62	0,61	0,69
Na ₂ O	0,04	0,05	0,07	0,05	0,06	0,09	0,09	0,06
Cr ₂ O ₃	0,17	0,17	0,31	0,30	0,28	0,32	0,30	0,33
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Ortopiroxeno (continuación)

Nº cristal	XVII	XVIII	XIX	XX
Muestra	AP88-2	AP75-4	AP15D3	AP15D3
SiO ₂	55,07	54,58	54,62	54,94
TiO ₂	0,09	0,06	0,14	0,11
Al ₂ O ₃	4,12	4,18	4,36	4,02
Fe ₂ O ₃	0,79	2,03	1,01	0,81
FeO	5,63	4,47	6,11	6,26
FeOtot	6,34	6,29	7,02	6,99
MnO	0,13	0,16	0,15	0,14
MgO	33,11	33,54	32,57	32,69
CaO	0,73	0,50	0,58	0,61
Na ₂ O	0,05	0,06	0,08	0,08
Cr ₂ O ₃	0,27	0,42	0,38	0,34
Total	100,00	100,00	100,00	100,00

Clinopiroxeno

Nº cristal	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Muestra	AP80-2	AP80-2	AP91b1	AP91b1	AP34A	AP34B	AP78-2	AP78-2
SiO ₂	51,49	52,03	51,05	51,00	51,79	52,93	51,00	51,26
TiO ₂	0,61	0,56	0,68	0,62	0,56	0,47	0,14	0,10
Al ₂ O ₃	6,96	6,68	6,54	6,53	6,39	3,30	8,19	7,80
Fe ₂ O ₃	1,19	1,63	1,19	0,76	0,00	0,22	0,95	1,01
FeO	1,77	1,41	2,06	2,67	0,00	2,56	2,02	2,12
FeOtot	2,84	2,88	3,13	3,36	0,00	2,76	2,87	3,03
MnO	0,08	0,10	0,08	0,09	0,08	0,14	0,08	0,10
MgO	15,05	15,82	16,52	15,04	14,07	17,31	14,38	15,85
CaO	20,49	19,32	20,58	21,90	19,75	21,96	21,99	20,66
Na ₂ O	1,55	1,78	0,80	0,85	1,68	0,44	1,12	0,96
Cr ₂ O ₃	0,80	0,67	0,51	0,54	0,91	0,67	0,12	0,13
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	95,23	100,00	100,00	100,00

Clinopiroxeno (continuación)

Nº cristal	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI
Muestra	AP78-2	AP78-2	AP78-2	AP78-2	AP15A1	AP91C1	AP91C1	AP88-2
SiO ₂	50,44	51,35	52,01	51,67	51,77	52,00	52,03	52,13
TiO ₂	0,14	0,18	0,21	0,19	0,65	0,54	0,54	0,41
Al ₂ O ₃	9,05	6,91	6,48	6,86	7,50	6,60	6,84	5,69
Fe ₂ O ₃	1,16	1,38	0,34	0,58	0,43	0,81	0,60	0,46
FeO	1,91	1,53	2,33	2,69	2,36	1,81	2,01	2,72
FeOtot	2,95	2,77	2,63	3,22	2,74	2,53	2,55	3,13
MnO	0,10	0,09	0,05	0,12	0,09	0,09	0,06	0,04
MgO	15,58	15,37	15,18	15,96	14,92	15,69	15,39	16,51
CaO	20,12	21,91	21,69	20,28	19,81	20,07	20,02	20,67
Na ₂ O	1,05	0,96	1,11	1,02	1,74	1,53	1,63	0,87
Cr ₂ O ₃	0,45	0,31	0,61	0,63	0,73	0,86	0,89	0,51
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Clinopiroxeno (continuación)

Nº cristal	XVII	XVIII	XIX
Muestra	AP88-2	AP15D3	AP15D3
SiO ₂	52,08	51,81	51,06
TiO ₂	0,34	0,58	0,54
Al ₂ O ₃	5,86	6,86	7,22
Fe ₂ O ₃	0,38	1,02	1,62
FeO	2,81	1,95	1,51
FeOtot	3,16	2,86	2,97
MnO	0,09	0,08	0,08
MgO	16,27	15,18	14,94
CaO	20,73	19,96	20,45
Na ₂ O	0,89	1,68	1,53
Cr ₂ O ₃	0,54	0,88	1,05
Total	100,00	100,00	100,00

Espinela

Nº cristal	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Muestra	AP80-2	AP80-2	AP91b1	AP91b1	AP34A	AP34B	AP78-2	AP78-2
SiO ₂	0,07	0,07	0,06	0,03	0,06	0,06	0,09	0,39
TiO ₂	0,14	0,12	0,12	0,06	0,11	0,13	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	57,25	56,91	57,96	58,81	56,81	59,30	66,55	63,81
Fe ₂ O ₃	3,92	4,72	4,65	4,25	0,36	0,95	1,07	1,57
FeO	6,77	5,96	6,96	7,63	10,31	9,77	8,74	9,06
FeOtot	10,30	10,20	11,15	11,46	10,63	10,62	9,70	10,47
MnO	0,09	0,08	0,07	0,08	0,11	0,12	0,05	0,08
MgO	22,34	22,84	22,30	21,95	19,88	20,49	22,00	21,44
CaO	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Na ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	9,65	9,59	8,12	7,36	11,98	8,76	1,29	3,53
NiO	0,33	0,33	0,35	0,38	0,34	0,42	0,41	0,41
Total	100,58	100,64	100,61	100,58	99,96	99,98	100,20	100,31

Espinela (continuación)

Nº cristal	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI
Muestra	AP78-2	AP15A1	AP91C1	AP91C1	AP88-2	AP88-2	AP15D3	AP15D3
SiO ₂	0,09	0,04	0,07	0,06	0,09	0,08	0,08	0,07
TiO ₂	0,04	0,10	0,10	0,11	0,09	0,09	0,09	0,10
Al ₂ O ₃	59,34	59,29	57,27	57,70	57,99	57,68	57,91	57,79
Fe ₂ O ₃	1,90	1,82	1,58	0,96	2,76	2,48	0,59	0,93
FeO	9,54	9,24	9,31	9,85	9,10	9,29	9,83	9,50
FeOtot	11,25	10,88	10,73	10,71	11,58	11,52	10,36	10,33
MnO	0,11	0,12	0,09	0,12	0,08	0,10	0,12	0,09
MgO	20,72	20,91	20,64	20,34	20,87	20,71	20,36	20,58
CaO	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01
K ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	8,24	8,50	10,85	10,82	9,03	9,60	10,92	10,81
NiO	0,43	0,40	0,40	0,38	0,39	0,40	0,38	0,39
Total	100,41	100,43	100,35	100,34	100,44	100,44	100,30	100,26

HUANUL (fases minerales)**Olivino**

Nº cristal	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Muestra	HU11	HU11	HU11	HU11	HU11	HU14	HU14	HU15	HU15
SiO ₂	41,07	41,00	41,05	40,95	41,07	41,32	41,44	41,23	41,13
TiO ₂	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,06	0,03	0,01
FeO	10,53	10,51	10,50	10,55	10,50	10,26	10,23	10,46	10,47
MnO	0,14	0,11	0,14	0,11	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14
MgO	48,20	48,14	48,26	48,31	48,25	48,47	48,10	47,94	48,08
CaO	0,08	0,09	0,06	0,06	0,06	0,14	0,16	0,10	0,07
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,06	0,04	0,00	0,02
NiO	0,34	0,38	0,37	0,39	0,38	0,39	0,35	0,44	0,37
Total	100,4	100,3	100,4	100,4	100,4	100,8	100,5	100,4	100,3

Olivino (continuación)

Nº cristal	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII
Muestra	HU19	HU19	HU20B	HU20B	HU20B	HU20B	HU21A	HU21A	HU21A
SiO ₂	41,23	41,19	41,28	41,49	41,06	41,39	41,39	41,41	41,17
TiO ₂	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02
FeO	10,55	10,45	9,84	10,06	9,95	10,07	10,10	10,31	10,29
MnO	0,11	0,14	0,11	0,13	0,12	0,14	0,11	0,14	0,14
MgO	48,05	48,16	48,46	48,43	48,74	48,60	48,12	47,78	48,07
CaO	0,07	0,07	0,05	0,06	0,05	0,05	0,07	0,08	0,06
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
NiO	0,43	0,40	0,43	0,39	0,36	0,44	0,33	0,41	0,42
Total	100,5	100,5	100,2	100,6	100,3	100,7	100,2	100,2	100,2

Olivino (continuación)

Nº cristal	XIX	XX	XXI	XXII	XXIII	XXIV	XXV	XXVI	XXVII
Muestra	HU21A	HU22	HU22	HU22	HU23	HU23	HU23	HU23	HU15
SiO ₂	41,13	41,01	40,99	41,18	40,97	41,13	41,03	41,13	41,32
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,07
Al ₂ O ₃	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,06	0,04	0,05	0,01
FeO	10,28	10,50	10,42	10,57	9,96	9,58	10,00	9,87	10,43
MnO	0,12	0,13	0,12	0,13	0,13	0,10	0,11	0,13	0,10
MgO	47,99	47,89	47,89	48,01	48,05	48,20	48,15	48,02	48,10
CaO	0,05	0,08	0,07	0,08	0,16	0,15	0,18	0,17	0,08
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,04	0,05	0,00
NiO	0,36	0,39	0,42	0,39	0,38	0,35	0,34	0,35	0,39
Total	100,0	100,0	99,9	100,4	99,7	99,6	99,9	99,8	100,5

Olivino (continuación)

Nº cristal	XXVIII	XXIX	XXX	XXXI	XXXII	XXXIII	XXXIV
Muestra	HU15	HU15	HU15	HU15	HU15	HU15	HU15
SiO ₂	40,90	41,01	38,65	39,18	38,59	38,15	37,45
TiO ₂	0,02	0,01	0,01	0,04	0,00	0,05	0,01
Al ₂ O ₃	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
FeO	11,71	10,49	23,75	20,52	21,32	26,16	29,95
MnO	0,16	0,14	0,38	0,30	0,34	0,41	0,48
MgO	46,98	47,99	37,42	39,68	38,74	35,17	31,32
CaO	0,09	0,08	0,32	0,31	0,31	0,41	0,50
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,05	0,02
NiO	0,27	0,33	0,13	0,15	0,13	0,14	0,08
Total	100,1	100,1	100,7	100,3	99,5	100,6	99,8

Ortopiroxeno

Nº cristal	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Muestra	HU11	HU11	HU11	HU11	HU14	HU14	HU15	HU15	HU15
SiO ₂	56,05	56,17	55,96	56,17	54,83	55,14	56,03	55,88	56
TiO ₂	0,03	0,19	0,24	0,11	0,15	0,14	0,11	0,07	0,124
Al ₂ O ₃	3,45	3,60	4,08	3,74	5,56	5,31	3,82	3,80	4,023
FeO	6,77	6,92	6,04	6,67	6,38	6,45	6,99	6,99	6,836
FeOtot	6,77	6,97	6,04	6,67	6,38	6,45	6,99	6,99	6,836
MnO	0,12	0,15	0,16	0,16	0,14	0,12	0,14	0,13	0,163
MgO	33,07	33,07	31,59	32,96	31,27	31,39	32,63	32,40	32,81
CaO	0,47	0,47	2,04	0,48	1,39	1,31	0,53	0,58	0,578
Na ₂ O	0,04	0,08	0,18	0,04	0,13	0,18	0,01	0,07	0,014
Cr ₂ O ₃	0,25	0,29	0,30	0,31	0,70	0,68	0,29	0,26	0,27
NiO	0,04	0,14	0,06	0,09	0,06	0,22	0,09	0,07	0,097
Total	100,3	101,1	100,6	100,7	100,6	100,9	100,6	100,3	100,9

Ortopiroxeno (continuación)

Nº cristal	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII
Muestra	HU19	HU19	HU20B	HU20B	HU21A	HU21A	HU22	HU22	HU22
SiO ₂	55,61	55,89	55,54	55,96	56,33	55,98	55,57	55,86	54,99
TiO ₂	0,05	0,11	0,05	0,12	0,05	0,04	0,22	0,09	0,08
Al ₂ O ₃	4,33	4,16	4,24	3,90	3,91	4,16	4,30	3,93	4,86
FeO	6,72	6,56	6,49	6,32	6,55	6,42	6,20	6,49	6,79
FeOtot	6,72	6,56	6,51	6,32	6,55	6,42	6,20	6,49	6,79
MnO	0,13	0,15	0,18	0,18	0,15	0,15	0,12	0,15	0,13
MgO	32,56	32,72	32,76	33,11	32,73	32,83	29,93	32,77	32,13
CaO	0,69	0,54	0,49	0,47	0,65	0,52	3,57	0,52	0,65
Na ₂ O	0,00	0,06	0,08	0,05	0,05	0,01	0,20	0,03	0,06
Cr ₂ O ₃	0,29	0,28	0,34	0,28	0,35	0,36	0,26	0,29	0,38
NiO	0,06	0,13	0,11	0,08	0,06	0,10	0,09	0,08	0,10
Total	100,4	100,6	100,3	100,5	100,8	100,6	100,4	100,2	100,2

Ortopiroxeno (continuación)

Nº cristal	XIX	XX
Muestra	HU22	HU23
SiO ₂	56,12	54,26
TiO ₂	0,14	0,21
Al ₂ O ₃	3,81	5,45
FeO	6,62	6,20
FeOtot	6,62	6,20
MnO	0,11	0,11
MgO	32,53	31,16
CaO	0,57	1,52
Na ₂ O	0,04	0,08
Cr ₂ O ₃	0,23	0,77
NiO	0,10	0,14
Total	100,3	99,9

Clinopiroxeno

Nº cristal	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Muestra	HU11	HU11	HU11	HU14	HU14	HU14	HU15	HU15	HU15-4
SiO ₂	52,59	52,14	51,74	52,18	52,00	51,69	52,76	52,81	48,35
TiO ₂	0,61	0,61	0,44	0,44	0,41	0,41	0,25	0,37	2,59
Al ₂ O ₃	6,72	6,85	7,03	6,80	4,50	5,89	4,40	4,21	5,29
FeO	2,75	2,78	2,19	3,81	3,16	3,47	3,17	3,08	6,42
FeOtot	2,75	2,78	2,74	3,81	3,16	3,47	3,17	3,08	7,47
MnO	0,08	0,08	0,08	0,10	0,11	0,11	0,05	0,11	0,11
MgO	14,77	14,68	14,26	16,57	16,56	16,64	16,45	16,29	12,80
CaO	20,06	20,32	20,70	18,02	21,22	19,86	21,25	21,49	22,34
Na ₂ O	1,61	1,57	1,66	1,16	0,39	0,55	0,55	0,61	0,47
Cr ₂ O ₃	0,95	0,87	0,94	1,11	1,36	1,38	0,44	0,43	0,65
NiO	0,01	0,07	0,03	0,09	0,00	0,09	0,04	0,02	0,02
Total	100,2	100,0	99,7	100,3	99,7	100,1	99,4	99,4	100,2

Clinopiroxeno (continuación)

Nº cristal	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII
Muestra	HU15-4	HU19	HU19	HU20B	HU20B	HU21A	HU21A	HU22	HU22
SiO ₂	51,02	52,22	52,34	52,95	52,50	52,01	51,93	51,76	52,57
TiO ₂	1,61	0,49	0,58	0,60	0,52	0,39	0,50	0,45	0,55
Al ₂ O ₃	3,33	6,26	6,16	5,59	6,22	6,23	6,10	6,89	6,31
FeO	7,13	2,55	2,92	2,59	2,63	2,74	2,91	2,71	2,77
FeOtot	7,31	2,76	2,92	2,59	2,63	2,80	2,94	2,71	2,77
MnO	0,10	0,03	0,09	0,08	0,09	0,05	0,06	0,07	0,07
MgO	13,77	15,24	15,27	15,41	14,84	15,18	15,28	14,63	14,79
CaO	22,12	20,96	21,00	20,70	20,80	21,11	21,10	20,48	20,54
Na ₂ O	0,49	1,29	1,17	1,27	1,44	1,15	1,09	1,47	1,43
Cr ₂ O ₃	0,08	0,67	0,70	0,68	0,74	0,73	0,74	0,84	0,72
NiO	0,06	0,02	0,02	0,01	0,06	0,05	0,00	0,14	0,04
Total	99,9	100,0	100,2	99,9	99,8	99,7	99,8	99,4	99,8

Clinopiroxeno (continuación)

Nº cristal	XIX	XX	XXI	XXII	XXIII
Muestra	HU22	HU22	HU23	HU23	HU23
SiO ₂	52,27	51,57	51,50	51,40	51,58
TiO ₂	0,57	0,67	0,41	0,51	0,42
Al ₂ O ₃	6,42	7,20	6,52	6,53	6,46
FeO	2,61	2,88	3,69	3,68	3,65
FeOtot	2,61	2,88	3,83	3,68	3,65
MnO	0,11	0,06	0,13	0,10	0,08
MgO	14,77	14,23	17,04	16,85	16,83
CaO	20,59	20,30	17,91	18,19	18,06
Na ₂ O	1,45	1,65	0,86	0,82	0,87
Cr ₂ O ₃	0,70	0,80	1,21	1,24	1,16
NiO	0,06	0,00	0,06	0,00	0,11
Total	99,5	99,4	99,5	99,3	99,2

Espinela

Nº cristal	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	XIX
Muestra	HU11	HU11	HU11	HU14	HU14	HU15	HU15	HU15	HU15
SiO ₂	0,04	0,06	0,05	0,12	0,16	0,07	0,06	0,09	0,10
TiO ₂	0,04	0,10	0,04	0,33	0,39	0,04	23,80	26,68	51,59
Al ₂ O ₃	55,43	55,83	55,29	48,84	48,98	55,62	3,85	1,78	0,04
FeO	11,32	11,49	11,53	12,51	12,80	12,62	61,79	65,59	44,09
MnO	0,14	0,16	0,17	0,20	0,22	0,15	0,55	0,69	0,97
MgO	20,40	20,29	20,39	19,83	19,92	20,22	3,53	2,49	1,40
CaO	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,09	0,17	0,29
Cr ₂ O ₃	11,59	11,48	11,57	17,06	17,29	10,28	3,31	0,01	0,02
NiO	0,33	0,30	0,42	0,36	0,35	0,40	0,06	0,03	0,00
Total	99,29	99,72	99,47	99,26	100,1	99,4	97,04	97,53	98,49

Espinela (continuación)

Nº cristal	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII
Muestra	HU15	HU19	HU19	HU20B	HU20B	HU20B	HU21A	HU21A	HU21A
SiO ₂	0,17	0,06	0,05	0,04	0,02	0,11	0,06	0,04	0,06
TiO ₂	23,53	0,09	0,09	0,13	0,09	0,33	0,07	0,15	0,04
Al ₂ O ₃	3,05	57,94	57,76	56,27	58,00	54,56	56,81	56,65	56,30
FeO	59,04	10,94	10,79	10,37	10,51	10,62	11,07	10,83	11,19
MnO	0,55	0,16	0,14	0,18	0,18	0,14	0,18	0,14	0,13
MgO	3,79	20,88	21,06	20,85	21,11	20,82	20,51	20,51	20,56
CaO	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	8,14	8,65	9,05	10,41	9,13	11,06	9,74	9,82	10,06
NiO	0,06	0,33	0,36	0,36	0,35	0,28	0,36	0,44	0,42
Total	98,35	99,07	99,3	98,61	99,39	97,9	98,79	98,57	98,77

Espinela (continuación)

Nº cristal	XIX	XX	XXI	XXII	XXIII
Muestra	HU22	HU22	HU23	HU23	HU23
SiO ₂	0,03	0,04	0,12	0,14	0,12
TiO ₂	0,00	0,08	0,37	0,39	0,39
Al ₂ O ₃	58,49	57,63	48,04	47,90	46,77
FeO	10,20	10,34	12,70	12,06	13,64
MnO	0,16	0,17	0,21	0,15	0,21
MgO	20,83	20,70	19,46	19,51	19,39
CaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	8,63	9,31	17,84	17,89	18,20
NiO	0,44	0,38	0,33	0,36	0,26
Total	98,77	98,67	99,09	98,39	98,98

APÉNDICE 5

Fotografías de campo de los centros eruptivos.



Fotografías de cerros ubicados en la zona Norte de esta Tesis. 1) Cerro De la Laguna (cuello volcánico de la Unidad Basalto La Parva), a la izquierda, en segundo plano y señalado con una flecha, se observan rocas riolíticas de la Formación Los Corrales (LC) de González Díaz (1972a). 2) Cerro Agua de Torres (volcán piroclástico de la Unidad Basalto Agua de Torres). 3) Conjunto de elevaciones que componen el cerro Negro 1 (volcán piroclástico de la Unidad Basalto Agua de Torres). 4) Cerro Loma Jagüel del Moro (volcán en escudo tipo *scutulum* de la Unidad Basalto Agua de Torres), nótese la gran expansión lateral respecto de su altura. En cada caso se indican los puntos cardinales.



Fotografías de cerros ubicados en la zonas Centro (1 y 2) y Sur (3, 4 y 5) de esta Tesis. 1) Cerro Del Nido (volcán piroclástico de la Unidad Basalto Agua Poca). 2) Cerro Agua Poca (volcán piroclástico de la Unidad Basalto Agua Poca). 3) Cerro El Pozo (volcán piroclástico de la Unidad Basalto Agua Poca). 4) Cerro La Yegua (volcán piroclástico de la Unidad Basalto La Blanca). 5) Cerro El Águila (volcán piroclástico de la Unidad Basalto La Blanca). Nótese el menor grado de erosión de estos volcanes respecto de los de la zona Norte (fotografías de la página anterior). En cada caso se indican los puntos cardinales.